

Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Cotutelle internationale avec :

Institut National Agronomique de Tunisie

Présentée et soutenue par :

Rim AMRI

Le mardi 16 avril 2013

Titre :

Estimation régionale de l'évapotranspiration sur la plaine de Kairouan (Tunisie)
à partir de données satellites multi-capteurs

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Télédétection de la Biosphère Continentale

Unité de recherche :

Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère (CESBIO UMR 5126)

Directeur(s) de Thèse :

Mehrez Zribi, Chercheur 1ère Classe CNRS, CESBIO

Zohra Lili-chabaane, Maître de conférences, INAT

Rapporteurs :

Catherine MERING, Professeur, Université Paris-Diderot

Pierre-Louis Frison, Maître de conférences, Université Paris-Est

Autre(s) membre(s) du jury :

Hamadi Hbaieb, Professeur, INAT

Mohamed Raouf Mahjoub, Professeur, ESIER

Jean Philippe Gastellu-Etchegorry, Professeur, Université de Toulouse

"La patience est le joyau qui orne la couronne de la sagesse"

Remerciements

Plus de trois années se sont écoulées depuis mon arrivée à l'IRD ! Cette période a été pour moi très enrichissante, tant sur le plan scientifique qu'humain. J'ai en effet pu travailler sur des sujets qui me tiennent à cœur, et dans un environnement humain agréable, ce qui, j'en ai bien conscience, constitue un double luxe. Alors que cet épisode de ma vie touche à sa fin, je souhaite exprimer ici ma gratitude envers toutes les personnes qui l'ont rendue possible.

Je tiens à remercier d'abord Monsieur Mahmoud Elyes Hamza, Directeur de l'Institut National Agronomique de Tunisie INAT, Monsieur Yann Kerr Directeur du Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère CESBIO et Monsieur Patrick Thonneau Directeur de l'institut de Recherche pour le Développement IRD.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à mes deux directeurs de thèses : Mehrez Zribi coté CESBIO et Zohra Lili chabaane coté INAT. Merci de m'avoir offert l'opportunité de travailler avec vous sur ce sujet passionnant. Votre implication et votre disponibilité à toute épreuve, vos conseils avisés ainsi que vos compétences, votre exigence, ont été des appuis indéniables.

Je suis très reconnaissante à Prof. Catherine Mering et Prof. Pierre-Louis Frison d'avoir accepté le rôle de rapporteur. Leurs commentaires et leurs questions tant sur la forme du mémoire que sur son fond, ont contribué à améliorer de manière significative le document. Je tiens également à remercier à : Prof. Mohamed Raouf Mahjoub, Prof. Hamadi Hbaieb et Jean Philippe Gastellu-Etchegorry pour avoir accepté d'être membres du jury de cette thèse. J'ai une pensée particulière pour Dr. Benoit Duchemin qui m'a chaleureusement accueillie lors de mes séjours à Toulouse, merci pour la disponibilité dont il a fait preuve pour résoudre les difficultés que j'ai rencontrées avec l'utilisation des outils et surtout Matlab.

Je remercie tous mes enseignants de l'Institut National Agronomique de Tunisie, et particulièrement Mme Nadhira Ben Aissa pour son soutien moral et ses encouragements et notamment Mr Mohamed Slimani pour certaines discussions des aspects scientifiques touchant la spatialisation.

Merci à tous les membres de l'IRD et du CESBIO pour leur compagnie agréable, rendant ainsi l'atmosphère quotidienne de travail très sympathique. Je remercie particulièrement Maud Pitton Muller, Anne-marie Ouertani, Hassen Ayari, Said Khalfallah, Rim Ouannes et Rim Saidani pour leur aide sans faille, Gilles Boulet, Bernard Mougenot et Vincent Simonneaux pour leur compétence.

Mes remerciements vont aussi à tous les organismes qui ont mis à notre disponibilité des données et plus particulièrement : Cellule Territoriale de Vulgarisation (Monsieur Abd Razek Selmi), Institut National des Grandes Cultures de Chebika (Monsieur Rebah kalboussi), l'Institut de l'Olivier (Madame Chiraz Masmoudi), L'institut National de Météorologie (INM) et le CRDA de Kairouan.

Un grand merci à mes compagnons de route des deux Laboratoires IRD et CESBIO durant ces trois années : Aicha, Marouen, Fatma, Azza, Claire, Martin, Jalel, Giacomo, Rym... pour leur soutien, leur disponibilité et leur sympathie. Merci pour l'ambiance et les bons repas de midi.

Je ne saurais oublier mes parents, mes sœurs et mon frère qui ont toujours respecté et soutenu mes choix. Qu'ils trouvent dans ce travail le résultat de leur confiance et bienveillance.

J'adresse enfin mes sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou loin à la réalisation de ce mémoire.

Avant propos

Cette thèse a été réalisée et financée dans le cadre du projet Européen UE/ FP7 WASSERMed , les programmes de recherche SICMED et l'AUF.

- Le projet Européen FP-7 WASSERMed

2010-2013: responsable du projet WASSERMed (Water Availability and Security in Southern Europe and the Mediterranean) en Tunisie (Zohra Lili Chabaane):

Partenaires : CMCC (Italie), UNEXE (United Kingdom), CIHEAM-IAMB, CLU (Italie), NTUA (Grèce), UPM (Espagne), NCARE et FAUJ (Jordanie), PIK (Allemagne), IRD (France), ECRI-NWRC (Egypt), INAT (Tunisie).

- Les programmes de recherche SICMED

2010-2013 : ReSAMED : Recharge des Systèmes Aquifères en Méditerranée ; plaines du Haouz (Maroc) et de Kairouan (Tunisie) : co-responsables (Mehrez Zribi et Gilles Boulet)

Partenaires : CESBIO (France), G-Eau (France), DMN (Maroc), FST (Maroc), INAT (Tunisie)

2011- 2013 : METASIM : Modélisation de l'Evapotranspiration ET Assimilation de données Satellitaires pour la gestion de l'Irrigation en Méditerranée : co-responsables (Lionel Jarlan et Mehrez Zribi)

Partenaires : CESBIO (France), CNRM (France), LSCE, DMN (Maroc), FST (Maroc), INAT (Tunisie)

- L'action de recherche AUF

2009-2010 : Action de recherche en réseau : réseau des chercheurs télédétection : « cartographie des variables biophysiques du système sol-plante pour la modélisation de l'évapotranspiration à l'échelle régionale » : coordinateur (Zohra Lili Chabaane)

Partenaires : CNRS (France), IRD (France), EMMAH (France), UCAM/FSSM (Maroc), INAT (Tunisie).

Résumé

L'objectif principal de cette thèse est de comprendre le fonctionnement d'un écosystème semi-aride, en développant des méthodologies permettant de combiner des mesures satellites optique et micro-onde et un modèle semi-empirique pour estimer l'évapotranspiration et sa dynamique saisonnière dans une région semi-aride (plaine de Kairouan). L'estimation de cette dernière nécessite une bonne description de la dynamique du couvert végétal et un suivi du stock d'eau dans le sol.

Pour se faire, une analyse de la dynamique de la végétation est faite sur la base de la série temporelle SPOT VEGETATION de 1998 à 2010. Pour appréhender le comportement de la végétation face à des fréquentes périodes de sécheresse, une analyse fractale est développée pour étudier la persistance du couvert végétal. Un nouvel indice statistique *VAI* « Vegetation Anomaly Index » décrivant l'état du stress hydrique de la végétation a été proposé. Cet indice quantitatif permet de décrire à l'échelle mensuelle l'état de la végétation. Plusieurs approches de validation sont mises en œuvre pour montrer la performance de cet indice.

En termes de suivi du stock d'eau dans le sol, l'analyse est basée sur des produits d'humidité (IPF Université de Vienne) des diffusiomètres spatiaux ERS et ASCAT/METOP. Ces produits ont été validés sur notre site d'étude via deux approches différentes. Un indice de sécheresse a été proposé à partir de la longue série de produits d'humidité qui couvre vingt années (de 1991 à 2010). L'indice proposé *MAI* « Moisture Anomaly Index » est basé sur une analyse des anomalies des variabilités temporelles des stocks d'eau dans le sol, estimées par les satellites ERS et ASCAT/METOP. Une analyse comparative avec d'autres indices de sécheresse, particulièrement le *SPI* « Standardized Precipitation Index » est faite pour mettre en évidence la performance de cet indice.

Ces informations tirées à partir des deux séries temporelles optiques et micro-ondes sont ensuite intégrées dans un modèle simple et opérationnel, le modèle FAO-56 (approche double coefficient culturale) pour la cartographie de l'évapotranspiration réelle journalière. Une validation de cette approche est proposée en confrontant les résultats avec des sorties d'un modèle SVAT : ISBA-A-gs.

Mot clés : Télédétection optique, Télédétection micro-ondes, Evapotranspiration, FAO-56, dynamique végétation, indice de sécheresse.

Abstract

The main objective of this thesis is to understand the functioning of a semi-arid ecosystem by developing methodologies from combined optical and microwave satellite measurements in order to assess evapotranspiration and its seasonal dynamics in a semi-arid region (Kairouan plain). The retrieving of the latter requires a good description of the vegetation dynamics and monitoring the water content in the soil.

For this purpose, an analysis of vegetation dynamics is made on the basis of the SPOT VEGETATION time series from 1998 to 2010. To understand the vegetation behavior along frequent periods of drought, fractal analysis is an appropriate tool to study the vegetation persistence. A new statistical index referred to *VAI* «Anomaly Vegetation Index» describing the state of vegetation water stress is proposed. This quantitative index can be used to describe at a monthly scale the state of vegetation. Several validation approaches are implemented to test the performance of this index that confirms its reliability.

In terms of monitoring the soil water content, moisture products derived from ERS and ASCAT / Metop scatterometer are available. These products are validated in our study using two different approaches. A statistical drought monitoring index is proposed from a long time series of moisture products that covers twenty years (from 1991 to 2010). The index proposed referred to *MAI* «Moisture Anomaly Index» is based on anomaly analysis of temporal variability of soil water content, estimated from ERS and ASCAT / Metop scatterometers. A comparative analysis with other drought indices, particularly SPI «Standardized Precipitation Index» is made and shows the performance of our index.

This information derived from the two time series optical and microwave are then integrated into a simple and operational model FAO-56 (dual crop coefficient approach) for mapping at a daily scale the evapotranspiration at 1km resolution. A validation of this approach is generated by comparing the results with the outputs of a SVAT model: ISBA-A-gs.

Keywords: Optical remote sensing, microwave, evapotranspiration, FAO-56, vegetation dynamic, drought index.

الخصصة

تهدف هذه الأطروحة تأسيس إلى دراسة النظم البيئية والبيئات الطبيعية في إطار شيق حلقة ع امة وبس هول في روان
خاصة و لتكتسب طوي لوتقوي اتفك ضطعية المروية تقوي اتال رادلتق دي ركبة الترح والتبخرو و في امليتة
الموسمية.

وفي هذا التوج هتسرات عمال معطي اتصور الأقمار الصناعية "TOEE-NTITETEGEV" لمتحدة
من 8991 إلى 0282. كما اعتمدنا على تقنيّة النمط المتسري التكرار لدراسة مدى تحمل ومقاومة
ناتات التلجفاف وقت رجا مؤشراح صائى جي دال مسمى ب "NTG" Vegetation Anomaly
Index (الذي يصف كهي ققصال في انبعاثات خلال المقياس الشري لكتتم وضع عدة نماذج لإثبات
فعالية هذا الأخير. أمبخصوص بمتبعة مخزون اليفيل تربة أعتمدنا على معطي اتلرطوبة التربة
من الجهاز الضئى "TRT" و "TTCTE/PT EEO". وقت متباف فعالية هذه لامعطي انتبأستخدام
منه جي نختلين. إنتلق تراح مؤشراح فافمتأتى من معطي اتلرطوبة التي تتمدد على عشري سنة
من 8998 إلى 2010 بكه ستند هذا الأخير المسمى "PT G" Pn dl yo TsnA er Gs oM (على
تحليل الاختلاف الزني لمعطي اتلرطوبة كمال قبابقارنة هذا مؤشربمؤشرات جفاف أخرى و
خصوصا من المؤشرو "TOG" Standardized Precipitation Index) (كألفيفع الهتة بتم دمج هذه
النتائج التنتية من لستين زئيين ملتئين الأولى من القاط الموي و الأخرى من لردافى نموذج
مبسط و على "OTE-65") ذو مامل حصول مزدول (صيغة خرط الترح بطلب الخوف على اليومى
. كما نتبفك فعالية هذا النموذج القارنة مع نتلج من نموذج من نوع "ISBA -T-sn : TNTE"
(Soil Vegetation Atmosphere Transfert).

كلمات المفتاحية: الترشعار عن بعد الموي -الرادار- الترح -التبخرو- في امليتة التنتات-مؤشال جفاف.

Liste des acronymes

AMI	Active Microwave Instrument
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar (Envisat)
ASCAT	Advanced Scatterometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BR	Basse Résolution
CESBIO	Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
DEM	Digital Elevation Model
ENVISAT	ENViironmental SATellite
ERS	European Remote Sensing Satellite
ESA	European Spatial Agency
FAO	Food and Agriculture Organization
fAPAR	Fraction of Photosynthetically Active Radiation
GMES	Global Monitoring for Environment and Security
HR	Haute Résolution
IDW	Inverse Distance Weighted
INM	Institut National de la Météorologie
ISBA	Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère
LAI	Leaf Area Index
MERIS	Medium Resolution Imaging Spectrometer
METOP	METeorological Operationnal
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalised Difference Vegetation Index
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration
POLDER	Polarization and Directionnality of the Earth's reflectances
RMSE	Root Mean Square Error
RSO	Radar à Ouverture de Synthèse
SAR	Synthetic Aperture Radar
SENTINEL	ESA's GMES mission
SMAC	Simplified Method for Atmospheric Correction
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SPOT	Système pour l'Observation de la Terre
SSM	Surface Soil Moisture
SWI	Soil Water Index
TDR	Time Domain Reflectometry
TSVA	Transfert Sol-Végétation-Atmosphère
TUW	Vienna University of Technology

Résumé	i
Abstract	ii
Liste des figures	ix
Liste des tableaux	xii
Introduction générale.....	1
Chapitre I. Caractérisation des états de surface par télédétection	6
Introduction	7
I-1 Les processus de surface.....	7
I-1-1 Bilan d'énergie et d'eau à l'interface continentale.....	8
I-1-2 Le bilan radiatif	9
I-1-3 Les échanges conductifs.....	10
I-1-4 Les échanges convectifs	10
I-1-5 Rôle des états des surfaces	11
I-2 Application de la télédétection pour le suivi des états de surface	12
I-2-1 Télédétection optique	13
I-2-2 Caractérisation et suivi du couvert végétal par télédétection optique	16
1-2-2-1 L'indice foliaire	18
1-2-2-2 La fraction du couvert	20
I-2-3 Télédétection micro-ondes	20
I-2-3-1 RADAR.....	20
I-2-3-2 Micro-ondes passifs	23
I-2-4 Suivi des états de surface du sol par télédétection radar	24
I-2-4-1 Effets de l'état hydrique et la texture à travers la constante diélectrique	25
I-2-4-2 Humidité de la surface du sol.....	26
I-2-4-3 Rugosité	29
I-2-4-4 Texture	32
Chapitre II. Région d'étude et données utilisées.....	40
Introduction	41
II-1 Présentation de la plaine de Kairouan	41
II-1-1 Cadre géographique	41
II-1-2 Cadre climatique	42
II-1-2-1 Pluviométrie.....	42
II-1-2-2 Température.....	43
II-1-2-3 Humidité relative	44
II-1-2-4 Vent	44
II-1-2-5 Insolation	45
II-1-3 Les ressources en eaux de la zone d'étude.....	45

II-1-3-1 Hydrologie des eaux de surface.....	45
II-1-3-2 Ressources en eau souterraines.....	46
II-2 Données expérimentales.....	48
II-2-1 Précipitations.....	48
II-2-1-1 Fiabilité des données	49
II-2-1-2 Spatialisation des précipitations	50
II-2-2 Evapotranspiration de référence ET_0	52
II-2-2-1 Stations météorologiques.....	52
II-2-2-2 Définition et données disponibles.....	53
II-2-2-3 Calcul de l' ET_0	54
II-2-2-4 Spatialisation de l'évapotranspiration de référence ET_0	55
II-2-3 suivi de l'humidité	56
II-3 Données satellites	57
II-3-1 Données optiques	57
II-3-2 Données RADAR.....	59
II-3-2-1 Les produits ERS et ASCAT/METOP	59
II-3-2-2 Les images ASAR/ENVISAT	59
II-4 Occupation du sol.....	60
II-4-1 OCCUPATION DU SOL A BASSE RESOLUTION SPATIALE : méthode supervisée.....	61
II-4-1-1 Méthode supervisée : Principe.....	62
II-4-1-2 Choix de la zone d'apprentissage	63
II-4-1-3 Profils types de NDVI	64
II-4-1-4 Résultat	64
Conclusion.....	68
Chapitre III. Analyse de la dynamique de la végétation	72
Introduction	73
III-1 Variation temporelle de $NDVI$	77
III-2 Analyse de la persistance	79
III-2-1 Méthode utilisée : analyse fractale	79
III-2-2 Analyse de la persistance des différents types de couverts	82
III-3 Développement d'un indice d'anomalie de la végétation (VAI)	85
III-4 Validation de l'indice VAI	85
III-4-1 Corrélation du VAI avec les précipitations	86
III-4-2 Validation du VAI avec d'autres indices.....	87
III-4-2-1 Validation avec le VCI (Vegetation Condition Index).....	88
III-4-2-2 Validation avec le DEV.NDVI (Deviation Of NDVI).....	89

III-5 Application du <i>VAI</i>	90
III-5-1 Application du <i>VAI</i> sur les cultures annuelles	90
III-5-2 Application du <i>VAI</i> sur les pâturages	91
III-5-3 Application du <i>VAI</i> sur le couvert des oliviers	92
III-5-4 Application du <i>VAI</i> pour l'année la plus sèche et la plus humide	93
Conclusion.....	95
Chapitre IV. Evaluation du stock d'eau dans le sol par les diffusiomètres spatiaux	100
Introduction	101
IV-1 Aperçu sur l'algorithme de Wagner et les produits proposés par l'université de technologie de Vienne	102
IV-2 Discussion de la qualité des produits ASCAT.....	104
IV-2-1 Validation des produits TUW avec les mesures au sol	106
IV-2-1-1 Humidité de surface	106
IV-2-1-2 Humidité en profil du sol	109
IV-2-2 Validation avec des produits d'humidité ASAR / ENVISAT	111
IV-2-3 Corrélation avec les précipitations	113
IV-3 Les limitations des produits ASCAT	113
IV-4 Analyse des données du diffusiomètre ERS et proposition d'un indice d'anomalie	115
Conclusion.....	119
Chapitre V. Spatialisation du modèle FAO-56 à partir de données satellites	123
Introduction	124
V-1 Description du modèle FAO-56	125
V-1-1 L'évapotranspiration de référence (ET_0).....	127
V-1-2 Le coefficient cultural (K_c)	127
V-1-3 Le coefficient du stress hydrique (K_s).....	132
V-2 Spatialisation du modèle FAO-56 à partir des données basse résolution	132
V-2-1 Apport de la télédétection spatiale pour l'estimation des coefficients culturaux	132
V-2-2 Relation K_{cb} - $NDVI$ et f_c - $NDVI$: cas des cultures annuelles	133
V-2-2 Détermination du K_{cb} et f_c : cas des oliviers.....	134
V-2-3 Estimation du coefficient d'évaporation du sol	135
V-3 Application du modèle FAO-56.....	137
V-4 Validation du modèle FAO-56.....	140
V-4-1 Description du modèle ISBA-A-gs.....	141
V-4-2 Validation des sorties d'humidité ISBA-A-gs.....	144
V-4-3 Validation des sorties d'évapotranspiration du modèle FAO-56	146
Conclusion.....	150
Conclusion générale	158

ANNEXE 1: Les stations pluviométriques sur la zone d'étude	164
ANNEXE 2 : Les principaux capteurs utilisés dans cette étude	165
ANNEXE 3 : Application du <i>VAI</i> avec le CP2	171
ANNEXE 4 : Application du <i>VAI</i> avec le CP4	173
Liste des publications	175
Liste des communications	175

Liste des figures

Figure I.1: Schéma du bilan d'énergie pour une surface agricole.....	9
Figure I.2: Spectre du rayonnement et transparence de l'atmosphère.	12
Figure I.3 : Mesure de télédétection dans le domaine solaire (Bacour, 2001).	14
Figure I.4: Géométrie de mesure de la réflectance (GDTA 1991).	14
Figure I.5: Spectres typiques de réflectances de la neige, de l'eau, du sable et de la végétation.	15
Figure I.6 : Représentation de la réflectance d'un couvert végétale, l'eau et le sol.....	16
Figure I.7 : Type de végétation en fonction des classes de valeur du LAI	19
Figure I.8 : Schéma représentant la polarisation du champ électrique, à gauche polarisation perpendiculaire, à droite polarisation parallèle (Ishimaru, 1991).	22
Figure I.9 : Relation entre la constante diélectrique et l'humidité du sol (Ulaby et <i>al.</i> , 1986).....	26
Figure II.1. Localisation du site d'étude	41
Figure II.2: a)Variations des précipitations au cours de la période 1984-2010 ; b) Répartition moyenne mensuelle des précipitations au cours de la période (1984-2010).	43
Figure II.3 : Variation des températures de 1985 à 2010.	44
Figure II.4 : Durée d'insolation en heures (1990-2001).	45
Figure II.5 : Variation du rabattement moyen à l'aval du barrage (1995-2007).....	47
Figure II.6 : a) Photo d'une station pluviométrique ; b) Réseau des stations pluviométriques, climatiques et théta probe existant sur la plaine de Kairouan	49
Figure II.7: Exemple de comparaison entre la station de pluviométrie de Barrage Sidi Saad et Sidi Saad jaugeage (1998-2010)	50
Figure II.8 : Calcul du facteur de pondération dans la méthode « Inverse Distance Wighted »	51
Figure II.10 : Station climatique installé sur une parcelle de sol nu.	53
Figure II.11 : (a) Thetaprobe manuelle, (b) boîte d'acquisition (photo prise le 22-02-2010) et (c) Variation de la teneur en eau en fonction du temps enregistrée pour la station 1 par le Thetaprobe automatique du 16-01-2009 au 16-05-2009.	57
Figure II.12 : Illustration d'une carte d'humidité établie par ASAR/ENVISAT à la date de 11/04/2009.....	60
Figure II. 13 : Photos représentatifs de chaque classe de couverture : a) Olivier ; b) Cultures annuelles ; c) pâturage.....	61
Figure II.14 : Principe de la méthode supervisée pour l'identification des signatures pures $y_j(t)$ des classes d'occupation du sol (Benhadj, 2008).....	63
Figure II.15 : signatures pures des classes « Cultures annuelles », « Olivier » et « pâturages » calculées à partir des données SPOT-VEGETATION. La première décade correspond au 1 ^{er} septembre 2008.....	64
Figure II.16 : Occupation du sol établie par déconvolution à partir des données SPOT VEGETATION (saison agricole 2008-2009)	65

Figure II.17 : Occupation du sol établie à partir des données SPOT HR (saison agricole 2008-2009).....	66
Figure II.18 : Occupation du sol restituée par les données HR en fonction de l'occupation du sol restituée par les données BR.....	66
Figure III.1 : Cartes de <i>NDVI</i> max et min de la Tunisie trouvés au cours de la période allant de 1998 à 2010.	77
Figure III.2 : Variations temporelle du <i>NDVI</i> pour les 3 types de couvertures de Septembre 1998 au Juin 2010. L'échelle de l'abscisse est exprimée en décade (= 10 jours).	78
Figure III.3 : Densité spectrale de puissance : a) pâturages ;b) cultures annuelles et c) olivier	84
Figure III.4 : Comparaison des indices <i>VAI</i> et <i>VCI</i> durant la saison pluvieuse (décembre à Mai)	88
Figure III.5 : Comparaison des indices de <i>VAI</i> et <i>VCI</i> durant la saison pluvieuse (de décembre à mai).....	89
Figure III.6 : Les variations du <i>VAI</i> pour chaque mois entre Décembre et Mai, pour le cas des cultures annuelles	91
Figure III.7 : Les variations du <i>VAI</i> pour chaque mois entre Décembre et Mai, pour le cas des pâturages.....	92
Figure III.8 : Les variations du <i>VAI</i> pour chaque mois entre Décembre et Mai, pour le cas des oliviers.....	93
Figure III.9 : Les variations mensuelles de <i>VAI</i> de décembre à mai pour les trois types de couverts durant l'année la plus sèche et celle la plus humide	94
Figure IV.1: Localisation des stations thetaprobes et des sites de validation des produits ASCAT.....	105
Figure IV.2:Variation de l'humidité du sol à différentes profondeurs pour la période allant de 17/01/2009 jusqu'au 30/05/2010.....	105
Figure IV.3 : Quelques cartes d'humidité de surface (ASCAT)	107
Figure IV.4 : Variation de l'humidité de surface du sol mesurée et ceux dérivées de diffusiomètre ASCAT pour la période de Janvier 2009 à Décembre 2010.	109
Figure IV. 5.a : Variation de l'humidité du profil du sol mesurée in situ avec thetaprobes et celle dérivé du diffusiomètre ASCAT pour la période de Janvier 2009 à Décembre 2010	110
Figure IV.5.b : inter-comparaison entre les humidités du sol de la zone racinaire estimé par ASCAT et ceux de mesures in situ.....	111
Figure IV.6 : Inter-comparaison entre les valeurs moyennes d'humidité de surface ASCAT et ASAR / ENVISAT sur le site de Kairouan.	112
Figure IV.7 : Illustration de la variation d'humidité du sol en fonction de la profondeur sur le site étudié pour différentes dates et sur quelques parcelles tests.....	114
Figure V.1. Trois types d'évapotranspiration estimés par le modèle FAO-56 : Evapotranspiration de référence (ET_0), évapotranspiration sous les conditions standard (ET_c) et sous les conditions réelles. (ET_r) (Allen <i>et al.</i> , 1998).....	126
Figure V.2 : Courbe représentative du coefficient cultural simple (Allen <i>et al.</i> , 1998).....	128

Figure V.3 : Cartes d'évapotranspirations journalières sur la plaine de Kairouan pour la saison agricole 1998-1999.....	138
Figure V.4 : cartes des cumuls annuels des besoins en eau : saison agricole 1998-1999 ; saison agricole 1999-2000 et saison agricole 2004-2005.....	139
Figure V.6 : Schéma des transferts hydriques du modèle ISBA	142
Figure V.7 : Schéma du principe de calcul des flux de surface par ISBA-Standard et ISBA-A-gs	143
Figure V.8 : Inter-comparaison entre les sorties d'humidité de surface ISBA-A-gs et ERS..	145
Figure V.9 : Inter-comparaison entre les sorties d'humidité de la zone racinaire ISBA-A-gs et ERS.....	146
Figure V.10 : Evapotranspiration simulée par le modèle FAO-56 en fonction de celle simulée par ISBA-A-gs.....	147
Figure V.11 : Illustration des sorties d'évapotranspiration des deux modèles FAO-56 et ISBA-A-gs (saison agricole 1998-1999).....	148
Figure V.12 : Illustration des sorties d'évapotranspiration des deux modèles FAO-56 et ISBA-A-gs (saison agricole 1999-2000).....	149
Figure V.13 : Illustration des sorties d'évapotranspiration des deux modèles FAO-56 et ISBA-A-gs (saison agricole 1998-1999).....	149

Liste des tableaux

Tableau I.1 :	21
Tableau I.2 : La granulométrie de la texture des sols	32
Tableau II.1 : Synthèse des stations de mesure de l'humidité du sol.	56
Tableau II.2: Données SPOT disponibles pour les saisons agricoles 2008-2009 et 2009-2010	58
Tableau III.1 : coefficients de corrélation R^2 entre le <i>VAI</i> et les cumuls de précipitation pour les trois types de couvertures	87
Tableau IV.1 : les validations des produits ERS	104

Introduction générale

Les terres arides et semi-arides représentent plus de 40% des terres émergées du globe terrestre. Ces zones sont dotées de climats chauds et des ressources en eau très limitées suite à des fréquentes périodes de sécheresse. Ces régions sont notamment répertoriées en Afrique du nord et particulièrement en Tunisie centrale : plaine de Kairouan. Le contexte climatique de la région se caractérise par une variabilité spatiale et interannuelle d'une pluviométrie globalement faible (300 mm/an) en regard d'une forte demande évaporative pouvant atteindre 1700 mm/an. La plaine de Kairouan présente un déficit hydrique croissant sous l'effet conjugué de ces caractéristiques climatiques et de la croissance des besoins (démographie galopante et extension des périmètres irrigués). Dans ces zones, plus de 80% de l'eau disponible est utilisée pour l'agriculture irriguée avec une efficacité d'utilisation relativement médiocre.

Pour faire face au déficit hydrique croissant, une gestion rationnelle et rigoureuse de l'eau dans le domaine agricole s'avère donc nécessaire. Il apparaît ainsi essentiel d'appréhender le rôle de l'homme et du climat sur l'évolution de cette ressource. Ceci demande une compréhension de l'ensemble des composantes du cycle de l'eau et nécessite, en particulier, le développement d'outils qui apportent une vision synoptique du fonctionnement d'un écosystème en région semi-aride.

Le suivi des transferts de masse et d'énergie au niveau d'une surface est prépondérant pour la gestion des ressources hydriques. Il est également nécessaire à la bonne compréhension des systèmes hydrologiques et climatiques. En fait, l'évapotranspiration constitue le lien entre l'équilibre hydrique et énergétique à l'interface sol-plante-atmosphère. La connaissance de ses variations spatiales et temporelles est indispensable pour les études climatiques et agrométéorologiques. En fonction de la localisation géographique d'une surface terrestre, l'évapotranspiration représente généralement entre 60 à 80 % du retour vers l'atmosphère des précipitations (Balaji et Raghavan, 2000). Par conséquent, elle constitue un des phénomènes majeurs dans le bilan hydrique, surtout dans les régions semi-arides.

Il existe cependant plusieurs méthodes d'estimation de l'évapotranspiration plus précises que les méthodes habituellement utilisées pour la gestion de l'irrigation. Ces méthodes se divisent grossièrement entre celles basées sur la modélisation et celles basées sur les mesures directes sur le terrain (même si la plupart des modèles ont besoin des mesures de terrain). Parmi les approches de modélisation pour l'estimation de l'*ET* d'une culture, les plus précises sont les

modèles TSVA (Transfert Sol – Végétation – Atmosphère) (Noilhan et Planton, 1989 ; Braud *et al.* 1995 ; Mahfouf *et al.* 1995 ; Olioso *et al.* 1999a ; Calvet *et al.* 1998 ; Coudert *et al.* 2006). Ces modèles utilisent un réseau de résistances pour décrire les interactions (les échanges de l'énergie et de la masse) entre le sol, la végétation et l'atmosphère. La complexité de ces modèles offre l'avantage d'être applicables sur une grande variété de couverts. Cependant, la contre partie de cet avantage est la demande d'un grand nombre de paramètres d'initialisation et de calibration qui ne sont pas toujours disponibles aux échelles de temps et d'espace requises pour les applications sur des vastes étendues. L'approche proposée dans ce contexte est cartographier l'*ET* par un modèle simple et surtout peu gourmand en termes de paramètres d'entrées. La télédétection est un outil privilégié pour la réalisation de ce suivi, car elle fournit des informations liées aux états des surfaces, et en particulier aux processus d'évapotranspiration.

Dans ce contexte de gestion régionale, la télédétection permet l'acquisition de données régulièrement distribuées dans l'espace et le temps pour caractériser les surfaces continentales en termes d'occupation du sol, de fonctionnement des plantes et de transferts d'énergie et de masse dans continuum sol-plante-atmosphère (Bastiaanssen *et al.* 2000; Bastiaanssen and Perry 2000 ; Bastiaanssen and Makin 2003 ; Courault *et al.* 2003 ; Scotford and Miller 2005). Ces caractéristiques peuvent être utilisées dans un schéma de modélisation spatialisée pour appréhender le fonctionnement et la dynamique des agro-écosystèmes. D'un point de vue économique, l'utilisation de la télédétection offre la possibilité de réduire les coûts d'obtention de l'information à l'échelle d'une région ou d'un pays.

Les informations accessibles par télédétection sont très variées, ce qui est un avantage important pour ce type d'observations. Cette variété provient de la capacité des capteurs spatiaux à observer dans différentes bandes spectrales et selon différentes configurations géométriques (angles de visée). Les bandes spectrales exploitables, de l'ultraviolet aux microondes, montrent en effet des sensibilités différentes aux états de surface (Kerr, 1992). Ainsi la biomasse est couramment observée avec les réflectances dans le rouge et proche infrarouge et l'observation dans le domaine des microondes est fortement sensible au contenu en eau du sol et à la nature de la surface (Merlin *et al.*, 2005). Les caractéristiques multispectrales et multiangulaires des données de télédétection représentent donc une source très riche d'informations *a priori* complémentaires sur les états de surface.

Dans le domaine solaire, on dispose, des capteurs à large champ (e.g. SPOT VEGETATION) permettant l'observation quotidienne de l'ensemble du globe, mais à une résolution (~1 km) généralement bien supérieur à la taille d'une parcelle agricole. Les capteurs à résolution

spatiale décimétrique n'autorisent qu'une à deux observations par mois en mode nominal (cycle orbital) sur des scènes de taille relativement réduite. Cependant, pour étudier la dynamique de la végétation, composante clé pour une meilleure estimation de l'évapotranspiration à l'échelle d'une grande plaine comme le cas de plaine de Kairouan (10000km²), il est difficile d'obtenir des séries temporelles d'images à haute résolution spatiale et à haute répétitivité temporelle. Dans un contexte de gestion opérationnelle, l'utilisation des données issues des capteurs à basse résolution spatiale, gratuitement accessibles sur internet, apparaît ainsi plus adaptée.

Dans le domaine micro-onde, l'intérêt d'un capteur actif est son utilisation de jour comme de nuit, et aux longueurs d'onde utilisées, quasiment insensible aux conditions météorologiques. Le capteur actif permet la maîtrise de la source d'énergie, contrairement au capteur passif dont la source est le soleil, et donc d'avoir le choix dans les paramètres qui vont caractériser cette source. Dans ce domaine des micro-ondes, le signal radar est sensible aux états de surface du sol, tel que l'humidité de surface, la rugosité et la texture du sol.

Bien que la quantité d'eau contenue dans le sol soit insignifiante par rapport à la quantité totale d'eau à l'échelle globale, l'humidité du sol est une variable d'état fondamentale dans plusieurs sciences de l'environnement tel que l'agronomie, l'hydrologie et la météorologie. Ainsi, les prévisions sur la production agricole et la gestion optimisée des irrigations nécessitent des informations sur l'état hydrique du sol et sur ses variations spatio-temporelles. En hydrologie, il est bien connu que l'humidité de surface antérieure à une précipitation conditionne le ruissellement et l'infiltration de la pluie. Enfin, en météorologie et climatologie, l'humidité de surface contrôle les contributions relatives des flux de chaleur latente (évaporation et évapotranspiration) (Vauclin, 1983).

La problématique de cette thèse est de comprendre le fonctionnement d'un éco-système en région semi-aride en se basant sur des données satellites multi-capteurs à basse résolution spatiale. Il s'agit de décrire dans l'espace et sur des longues périodes temporelles au mieux la dynamique la végétation et son comportement face à des fréquentes périodes de sécheresse et d'analyser le stock d'eau dans le sol dans une perspective d'une meilleure estimation de l'évapotranspiration. Dans cet objectif, deux grands axes de recherche ont été explorés :

- Développer des méthodes qui utilisent de manière opérationnelle les données à basses résolutions spatiale pour déterminer l'évapotranspiration réelle et sa dynamique saisonnière sur la plaine de kairouan ;

- Développer certains indicateurs de sécheresse en favorisant la technique de télédétection pour discerner au mieux les périodes de sécheresse et quantifier le stress hydrique de la végétation.

Le présent travail est une contribution au développement d'une méthodologie qui s'appuie sur l'utilisation conjointe du modèle FAO-56 (approche double coefficient culturale) et des données de télédétection à basse résolution spatiale pour la cartographie de l'évapotranspiration réelle journalière sur un paysage hétérogène dans les conditions semi-arides de la plaine. Les séries d'images optiques (SPOT VEGETATION) sont utilisées pour étudier la dynamique de la végétation et l'occupation du sol. En termes d'analyse du stock d'eau dans le sol, on dispose des produits d'humidités développés à partir des diffusiomètres radar ERS et ASCAT/METOP. Ces informations sont ensuite intégrées dans un modèle simple et opérationnel, le modèle FAO-56 selon l'approche à double coefficient (Allen et al., 1998).

Le manuscrit comprend ainsi cinq chapitres distincts :

- Le premier chapitre introduit les concepts relatifs à la télédétection et son rôle dans la caractérisation des états de surface.
- Le deuxième chapitre *est* consacré à la description de la région d'étude, du matériel expérimental et des jeux de données satellites utilisés.
- Le troisième chapitre présente l'analyse de la dynamique du couvert et son comportement face à des événements de sécheresses en étudiant la persistance des végétations. Nous avons également quantifié l'état de stress de la végétation en développant un indice de sécheresse simple à partir des séries temporelles optiques.
- Le quatrième chapitre est dédié à l'analyse du stock d'eau dans le sol à partir des diffusiomètres spatiaux. Nous avons validés les produits d'humidité ASCAT/METOP sur notre région d'étude. Une analyse d'anomalie de la série temporelle ERS et ASCAT a mené à la proposition d'un indice simple, qui peut fournir une représentation quantitative de l'intensité de la sécheresse, en se basant sur l'humidité en profil du sol.
- Le cinquième chapitre est consacré à la spatialisation du modèle FAO-56 par à partir des données satellites multi-capteurs.

Références

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., (1998). Crop Evapotranspiration—Guidelines for Computing Crop Water Requirements, *Irrigation and Drain*, Paper No. 56. FAO, Rome, Italy, 300 pp.
- Balaji N, Raghavan S., (2000). Determination of regional scale evapotranspiration of Texas from NOAA-AVHRR satellite. Texas : Report, Texas *Water Resources Institute*.15pp.
- Bastiaanssen, W. G. M. and Makin, I. W., (2003). Special issue: Remote sensing for agricultural water management - Introduction. *Agricultural Water Management*, vol. 58, pp: 87-88.
- Bastiaanssen, W. G. M., Molden, D. J. and Makin, I. W., (2000). Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management*, vol. 46, pp: 137-155.
- Bastiaanssen, W. G. M. and Perry, C. J., (2000). Earth observation demands for improved water resources management. *Observing Land from Space: Science, Customers and Technology*, vol. 4, pp: 105-117.
- Braud, I., Dantas Antonio, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L., & Ruelle, P. (1995). A Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model (SisPAT): Development and field verification. *Journal of Hydrology*, vol.166, pp: 213-250.
- Calvet J.C., J. Noilhan, J.L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Alioso and J.P. Wigneron, (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol.92, pp: 92-95.
- Coudert, B., Ottlé, C., Boudevillain, B., Demarty, J., & Guillevic, P. (2006). Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual-source SVAT model. *Journal of Hydrometeorology*, vol.7, pp: 404-420.
- Courault, D., Lacarrere, P., Clastre, P., Lecharpentier, P., Jacob, F., Marloie, O., Prevot, L. and Olioso, A., (2003). Estimation of surface fluxes in a small agricultural area using the three-dimensional atmospheric model meso-NH and remote sensing data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol.29, pp : 741-754.
- Kerr, Y. H., (1992). Echanges energetiques à l'interface sol-atmosphère par télédétection : complémentarités des différents domaines de longueurs d'onde, thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse, France. Mahfouf, J.-F., Manzi, O., Noilhan, J., Giordani, H., Déqué, M. 1995: The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, vol.8, pp: 2039-2057.
- Merlin O., Chehbouni A., Kerr Y., Njoku E. and Entekhabi D., (2005). A combined modeling and multi-spectral/multi-resolution remote sensing approach for disaggregation of surface soil moisture: application to SMOS configuration. *IEEE Transaction on Geosciences and Remote Sensing*, vol. 43(9), pp: 2036-2050.
- Noilhan, J. and Planton, S., (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, vol. 117, pp: 536-549.
- Olioso, A., Chauki, H., Courault, D., and Wigneron, J.P. (1999a). Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sensing Environment*, vol.68, pp : 341-356.
- Vauclin, M., (1983). L'humidité des sols en hydrologie : intérêt et limites de la télédétection. *Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission* (Proceedings of the Hamburg Symposium, August 1983). IAHS Publ. no. 145.

Chapitre I. Caractérisation des états de surface par télédétection

Introduction

Au cours des prochaines décennies, le changement climatique, ainsi que les développements socio-économiques, sont susceptibles de mettre une contrainte encore plus importante sur les ressources en eau, déjà insuffisantes, dans les régions aride et semi-aride. A cet égard, une connaissance précise des différents processus décrivant le cycle de l'eau et plus particulièrement l'évapotranspiration est d'une importance primordiale pour une meilleure gestion des ressources en eaux puisqu'elle représente le terme prépondérant du bilan hydrique. Les états des surfaces continentales jouent un rôle essentiel dans la modélisation de ces processus. Longtemps, ces états ont été caractérisés à travers des mesures in situ incapables d'appréhender toutes les variabilités spatio-temporelles des surfaces. C'est ainsi que ces trente dernières années, plusieurs développements ont eu lieu pour exploiter le potentiel de la télédétection spatiale dans l'estimation et le suivi des états des surfaces.

Notre analyse va se concentrer sur le suivi de l'évapotranspiration (flux de chaleur latente), essentiel pour le suivi de l'irrigation, ce qui nécessite une caractérisation fine des états de surface.

Ce chapitre sera consacré à définir les processus de surface et les techniques de télédétection proposées dans cette étude pour le suivi des états de surface dans cette étude. Une première section est dédiée à la description des processus des surfaces. La deuxième section sera consacrée au rappel des notions fondamentales de base de la télédétection optique et micro-ondes. Dans un troisième temps, nous présentons une brève synthèse bibliographique sur la caractérisation des états des surfaces par télédétection.

I-1 Les processus de surface

A la surface terrestre, les échanges d'énergie et d'eau sont gouvernés en premier lieu par le rayonnement solaire incident. La quantité d'énergie ou densité de flux disponible au sommet de l'atmosphère est la constante solaire I_0 égale à 1370 W/m^2 . Cette énergie rapportée à une moyenne annuelle à toute la surface du globe correspond à environ 350 W/m^2 au sommet de l'atmosphère. Cette densité de flux incident subit, dans l'atmosphère, les phénomènes d'absorption et de diffusion liés aux molécules atmosphériques, et aux phénomènes de réflexion par les nuages. Le rayonnement solaire incident est ainsi divisé en rayonnement solaire direct et en rayonnement solaire diffus.

Ces deux termes constituent le forçage radiatifs courtes longueurs d'onde (de 0.3 à $3 \mu\text{m}$), il est égal à 193.5 W/m^2 en moyenne annuelle intégrée spectralement à la surface. A ce terme de

forçage radiatif, s'ajoute le rayonnement thermique grandes longueurs d'onde (entre 3 et 100 μm) de l'atmosphère.

La somme de ces deux grandeurs est à l'origine des échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère. La résultante du bilan radiatif de la surface est appelé rayonnement net et représente la quantité d'énergie disponible pour l'ensemble de ces processus.

I-1-1 Bilan d'énergie et d'eau à l'interface continentale

Le bilan d'énergie est décrit par le principe de conservation d'énergie dans les conditions d'équilibre à l'interface sol-végétation-atmosphère. Il s'écrit usuellement sous la forme :

$$R_n = H + LE + G + (\Delta S + P) \quad (\text{Eq I.1})$$

Le rayonnement net R_n est occupé positivement lorsqu'il est dirigé vers la surface, les flux de chaleur sensible H et latente LE sont positifs vers l'atmosphère et le flux de chaleur dans le sol G est positif vers le sol. Tout flux est compté positivement lorsqu'il entre dans le système et négativement lorsqu'il le quitte. Les termes entre parenthèses sont des termes généralement négligés dans l'expression du bilan. Il est admis que le stockage de chaleur ΔS au sein du couvert est en moyenne petit devant les autres flux de chaleur car la capacité thermique du système couvert végétal-air dans le couvert, est négligeable par rapport à la conductivité thermique du sol. P représente le flux associé à la photosynthèse. Ce flux ne dépasse généralement pas 2 à 3% du rayonnement net (Thom, 1975.a etb). Dans la suite, on considère que le bilan d'énergie s'écrit :

$$R_n = H + LE + G \quad (\text{Eq I.2})$$

La figure I.1 illustre ce bilan d'énergie de manière simplifiée. H et LE sont les contributions de la végétation et du sol. R_g et R_a sont respectivement le rayonnement solaire global et le rayonnement atmosphérique incident.

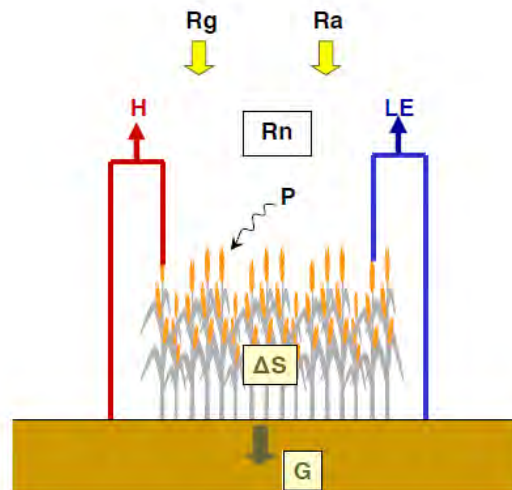


Figure I.1: Schéma du bilan d'énergie pour une surface agricole

On décrira dans ce qui suit brièvement le bilan radiatif, les échanges conductif et convectif.

I-1-2 Le bilan radiatif

La résolution du bilan radiatif fournit le rayonnement net disponible au niveau de l'élément considéré. Le formalisme qui décrit le bilan radiatif se base sur les lois de l'électromagnétisme, et son expression dépend des caractéristiques des éléments considérés et de l'atmosphère.

Le rayonnement net à l'interface sol-végétation-atmosphère s'exprime en fonction des composantes électromagnétiques courtes et grandes longueurs d'onde (respectivement domaine solaire et domaine thermique). C'est l'énergie disponible pour alimenter les flux conductifs et convectifs. L'expression générale s'écrit :

$$Rn = R_{CL\downarrow} - R_{CL\uparrow} + R_{GL\downarrow} - R_{GL\uparrow} \quad (\text{Eq I.3})$$

Où les indices *CL* et *GL* réfèrent respectivement aux contributions courtes longueurs et grandes longueurs d'onde, et les flèches \downarrow et \uparrow à la direction de propagation descendante et montante.

- $R_{CL\downarrow}$ est le rayonnement solaire incident correspondant à R_g , rayonnement global.
- $R_{CL\uparrow}$ est le rayonnement solaire réfléchi par la surface : $R_{CL\uparrow} = \alpha_s R_g$ où α_s est l'albédo de la surface.
- $R_{GL\downarrow}$ est le rayonnement atmosphérique descendant. C'est la somme des émissions des différentes couches de l'atmosphère.

- $R_{GL\uparrow}$ est la somme de la réflexion du rayonnement atmosphérique et de l'émissivité propre de la surface.

I-1-3 Les échanges conductifs

Le mode de propagation de l'énergie sous forme de chaleur par conduction correspond à la redistribution ou au transfert d'énergie cinétique entre molécules (agitation moléculaire). L'intensité de la conduction thermique va être fonction de la densité du milieu, de la mobilité des molécules et des gradients thermiques. Les échanges par conduction sont le principal mode de transfert de chaleur dans le sol (milieu solide) alors qu'ils sont souvent négligés dans les fluides comme l'air devant les échanges convectifs. On ne considère que le flux vertical dans le sol, dont l'expression est donnée par la loi de Fourier sous forme de relation flux gradient par :

$$G(z,t) = \lambda_s(z) \frac{\partial T_{sol}(z,t)}{\partial z} \quad (\text{Eq I.4})$$

$T_{sol}(z,t)$ représente la température (en K) du sol à la profondeur z (compté positivement vers le bas, $\lambda_s(z)$ est la conductivité thermique du sol ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$). Le terme G intervenant dans l'expression générale du bilan d'énergie est obtenu pour $z=0$.

I-1-4 Les échanges convectifs

A la différence des processus d'échange décrits précédemment, les échanges convectifs caractérisent les transferts de chaleur et de masse par déplacement de matière. Plusieurs formes sont alors possibles :

- La convection libre qui résulte des gradients de densité issus des gradients de température dans l'air.
- La convection forcée qui est provoquée par la turbulence induite par le champ de vent.
- La convection mixte qui se rencontre dans des conditions de vent faible. Les mouvements de l'air sont alors produits par l'action combinée de la convection libre et de la convection forcée.

Le phénomène de diffusion simple impliquant au même titre que les échanges convectifs un déplacement de matière et d'énergie exprimé par la loi de Fick du type diffusivité moléculaire \times gradient, est souvent négligé face à la convection dans la description des transferts entre la surface et l'atmosphère. De façon théorique, lorsque l'on considère la

Couche Limite de Surface (CLS), quelques dizaines de mètres au dessus de la surface, les flux turbulents verticaux sont supposés conservatifs. L'expression des flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible, de chaleur latente est reliée aux gradients verticaux par les coefficients de diffusivité turbulente par analogie avec la diffusion moléculaire. C'est le principe de fermeture au premier ordre du système d'équation de Reynolds (basé sur les équations de Navier-Stokes et le principe de conservation de la quantité de mouvement, de la masse, et de la chaleur) qui permet d'écrire :

- Le flux de quantité de mouvement

$$\tau = -\rho_a K_m(z) \frac{\partial u(z)}{\partial z} \quad (\text{Eq I.5})$$

- Le flux de chaleur sensible

$$H = -\rho_a c_p K_h(z) \frac{\partial T(z)}{\partial z} \quad (\text{Eq I.6})$$

- Le flux de chaleur latente

$$LE = -L \rho_a K_v(z) \frac{\partial q(z)}{\partial z} = -\frac{\rho_a c_p}{\gamma} K_v(z) \frac{\partial e(z)}{\partial z} \quad (\text{Eq I.7})$$

Où ρ_a (kg.m^{-3}) est la masse volumique de l'air, c_p la chaleur massique isobare de l'air ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), L la chaleur latente de vaporisation de l'eau (J.kg^{-1}), γ la constante psychrométrique (0.66hPa.K^{-1}), u le module du vent (m.s^{-1}), T la température de l'air ($^{\circ}\text{K}$), q l'humidité spécifique de l'air (kg.kg^{-1}), e la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air au niveau de z et K_i les coefficients de diffusivité turbulente.

Seuls les flux H et LE interviennent explicitement dans le bilan d'énergie, le flux τ traduit la dissipation d'énergie cinétique selon la verticale qui, d'après la formulation de Prandtl (1925), donne un profil logarithmique de vitesse du vent et un profil linéaire de la diffusivité turbulente dans les conditions de neutralité thermique (Thom, 1975) au dessus de la surface.

Dans ce contexte les états de surface jouent un rôle essentiel dans la description et la modélisation des mécanismes de surface.

I-1-5 Rôle des états des surfaces

Les états des surfaces continentales jouent un rôle essentiel dans la répartition des précipitations entre infiltration, évapotranspiration et ruissellement. Ces états sont essentiels dans la compréhension des multiples interactions à l'interface sol-plante-atmosphère.

Longtemps, ces paramètres de surface ont été suivis à travers des mesures ponctuelles. Ces mesures sont incapables de retrouver la variabilité spatio-temporelle, indispensable pour une modélisation précise des différents processus de surface, d'où l'intérêt de la télédétection spatiale. Dans ce contexte, les techniques de télédétection optique et radar ont montré un fort potentiel dans le suivi de différents paramètres décrivant la surface du sol et le couvert végétal. En effet, ces dernières trente années, la communauté scientifique a proposé différents capteurs satellite et méthodologies permettant de restituer ces paramètres à partir des mesures spatiales.

I-2 Application de la télédétection pour le suivi des états de surface

L'objectif de cette section est de décrire les états du sol et du couvert végétal estimés par télédétection via les mesures spatiales. Dans ce cadre, nous considérons les états des sols (humidité, rugosité et texture) généralement estimés par les techniques micro-ondes, et le couvert végétal mesuré par télédétection optique. Nous rappelons en premier le principe physique de la télédétection optique et radar.

La télédétection est définie comme l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci. Ces caractéristiques sont déterminées après mesure d'un signal électromagnétique émis ou réfléchi par l'objet et son environnement dans un certain domaine de fréquence / longueur d'onde, (Figure I.2). Les capteurs embarqués sur des missions d'observation de la terre ont pour rôle de mesurer le signal émis ou réfléchi par les surfaces terrestres et de le transmettre à des stations de contrôle au sol.

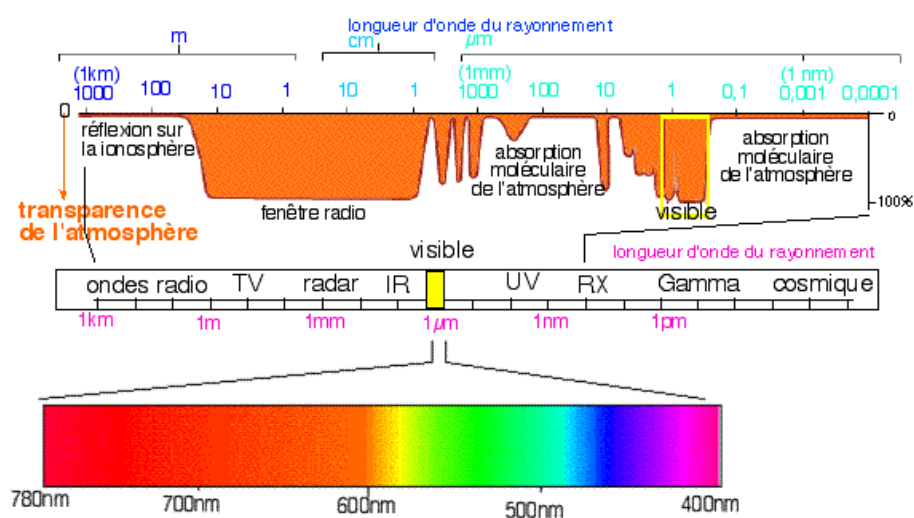


Figure I.2: Spectre du rayonnement et transparence de l'atmosphère.

En raison de contraintes technologiques ou physiques, et notamment des propriétés de transparence de l'atmosphère (Figure I.2), la télédétection spatiale n'utilise qu'une partie du spectre électromagnétique. On distingue les domaines solaire ($\lambda=0.38$ à $3\text{ }\mu\text{m}$), infrarouge thermique ($\lambda=3$ à $1000\text{ }\mu\text{m}$), et micro-onde ($\lambda = 10^{-3}\text{ m}$ à 0.3 m). Le rayonnement est réfléchi par la surface dans le domaine solaire, émis par les surfaces elles mêmes dans l'infrarouge thermique ; il peut être émis ou réfléchi dans le domaine des micro-ondes en fonction du caractère passif ou actif du système d'observation.

I-2-1 Télédétection optique

La télédétection optique permet la mesure du rayonnement d'origine solaire réfléchi par les surfaces et par l'atmosphère (Figure I.3). Cette mesure est fonction des caractéristiques de la scène observée et des conditions d'observations. Les caractéristiques de la scène décrivent la nature, l'état, la structure géométrique et l'agencement des éléments qui la constituent. Ces caractéristiques vont conditionner les propriétés de réflexion, d'absorption ou de transmission du rayonnement à l'interface sol-végétation-atmosphère. La géométrie d'illumination et d'observation, ainsi que l'atmosphère (absorption et diffusion du rayonnement), vont également fortement influencer la mesure. Les conditions d'éclairement de la scène, en particulier la proportion de rayonnement diffus et direct, dépendent à la fois des propriétés de l'atmosphère (composition et turbidité) et du trajet du rayonnement incident (position du soleil). L'atmosphère perturbe également le rayonnement émis par la surface et réfléchit elle-même une partie du rayonnement observé. Tous ces processus d'interaction rayonnement/matière dépendent bien évidemment de la longueur d'onde d'observation. Une observation est ainsi fonction :

- de la nature de la surface observée ;
- de la longueur d'onde du rayonnement;
- de l'énergie incidente au niveau de la surface (intensité et distribution);
- de la géométrie soleil-cible-capteur.

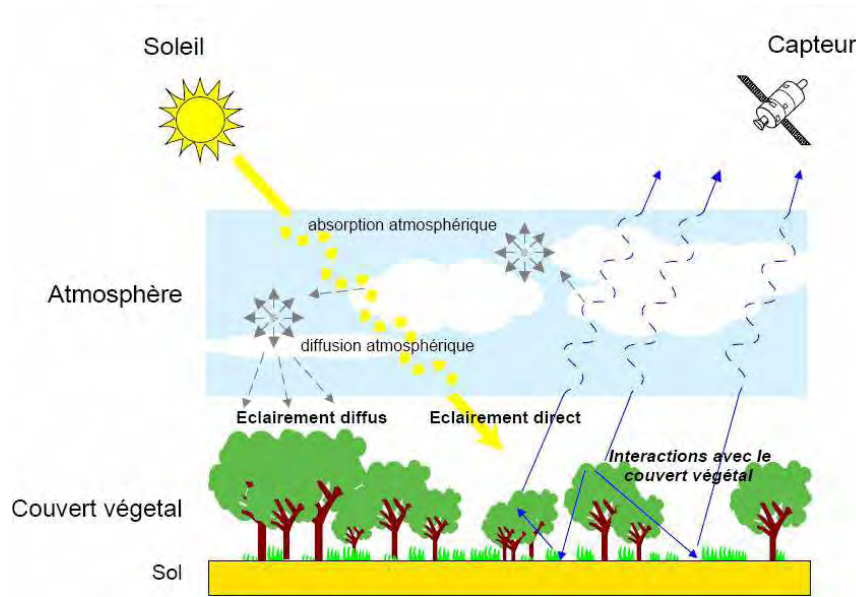


Figure I.3 : Mesure de télédétection dans le domaine solaire (Bacour, 2001).

On introduit ainsi la notion de facteur de réflectance bidirectionnelle, que l'on nomme souvent réflectance par souci de simplification qui décrit la capacité d'une surface à réfléchir le rayonnement. Elle est définie pour une certaine gamme de longueur d'onde λ par la formule suivante (Eq. I.8):

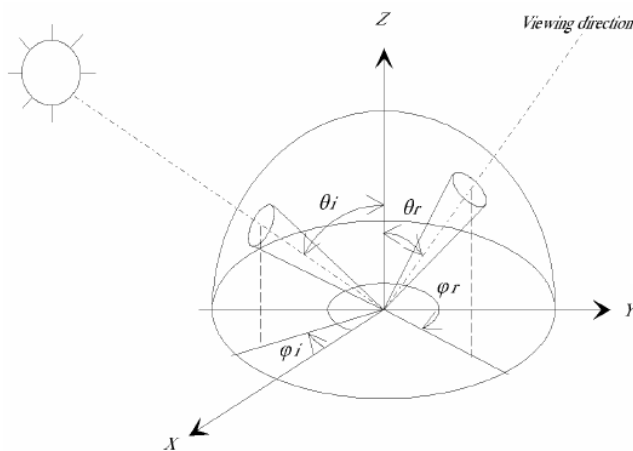
$$R_{\lambda}(\theta_i, \varphi_i, \theta_r, \varphi_r) = \pi L_{\lambda}(\theta_r, \varphi_r) / E_{i\lambda}(\theta_i, \varphi_i) \quad (\text{Eq I.8})$$

Avec

$E_{i\lambda}(\theta_i, \varphi_i)$: éclairement incident du soleil suivant la direction (θ_i, φ_i) ;

$L_{\lambda}(\theta_r, \varphi_r)$: luminance mesurée dans la direction d'observation (θ_r, φ_r)

θ_i et φ_i , θ_r et φ_r : angles zénithaux et azimutaux solaire et visée.



θ_i et θ_r : angles zénithaux respectivement solaire et de visée.

φ_i et φ_r : angles azimutaux respectivement solaire et de visée.

Figure I.4: Géométrie de mesure de la réflectance (GDТА 1991).

Les différents éléments constitutifs de la surface terrestre réfléchissent différemment le rayonnement d'origine solaire. Ces différences proviennent des propriétés de réflexion, d'absorption et de transmission des éléments présents à la surface (particules des sols, organes de la végétation, cristaux de neige, molécule d'eau...), ainsi que de leurs agencements (densité, structure et géométrie). On donne en Figure I.5 quatre exemples de spectres de réflectance très contrastés:

- La réflectance de la neige est très élevée dans le visible et le proche infrarouge ($> 90\%$). Elle diminue à partir de $1\text{ }\mu\text{m}$ pour atteindre des valeurs très faibles dans le moyen infrarouge à $1.55\text{ }\mu\text{m}$;
- L'eau absorbe la majorité du rayonnement reçu quelle que soit la longueur d'onde (reflectance $< \sim 10\%$). La réflectance diminue progressivement avec la longueur d'onde pour atteindre des valeurs quasi-nulles dans le proche infrarouge après $0.9\text{ }\mu\text{m}$;
- La réflectance du sable, et plus généralement celle des sols nus, est faible aux courtes longueurs d'ondes, puis augmente quasi-linéairement (valeurs inférieures à 5% dans le bleu et autour de 20% dans le proche infrarouge);
- Le comportement de la végétation « verte » est typique, avec une forte absorption dans le visible, et en particulier dans le rouge et le bleu, pour la photosynthèse, et une très forte réflectance dans le proche infrarouge (jusqu'à 50%).

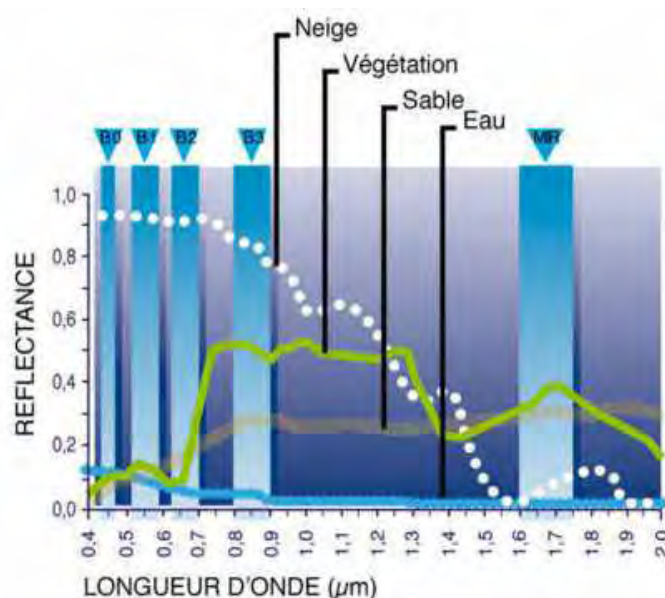


Figure I.5: Spectres typiques de réflectances de la neige, de l'eau, du sable et de la végétation. Les bandes spectrales correspondent aux capteurs embarqués sur SPOT : B1=Bleu, B2=rouge, B3=Proche Infrarouge, MIR=Moyen Infrarouge. (<http://vegetation.cnes.fr>).

Les spectres présentés en Figure I.5 sont des cas typiques. Dans la réalité, les réflectances des surfaces varient en fonction d'un grand nombre de facteur, par exemple l'état de la surface du manteau neigeux, et notamment la proportion de neige fraîche et humide, où la turbidité de l'eau, sa « couleur » et son état de surface (vague, ondelettes, écumes...). Les propriétés des sols et de la végétation seront discutées ultérieurement.

I-2-2 Caractérisation et suivi du couvert végétal par télédétection optique

Les images satellitaires offrent la possibilité de mesurer et de suivre de manière systématique à différentes échelles spatiales et temporelles l'état de couverts végétaux. Les techniques d'imagerie optiques (du visible au thermique : 0.4 à 12.5 μm) sont adéquates pour accéder aux paramètres caractérisant la végétation, ceci découle du fait que le comportement de la végétation dans divers domaines spectraux et surtout dans le domaine solaire est typique. En effet, les feuilles vertes réfléchissent une faible proportion du rayonnement incident dans la bande rouge et une forte proportion dans la bande proche infrarouge (Guyot, 1990) (Figure I.6).

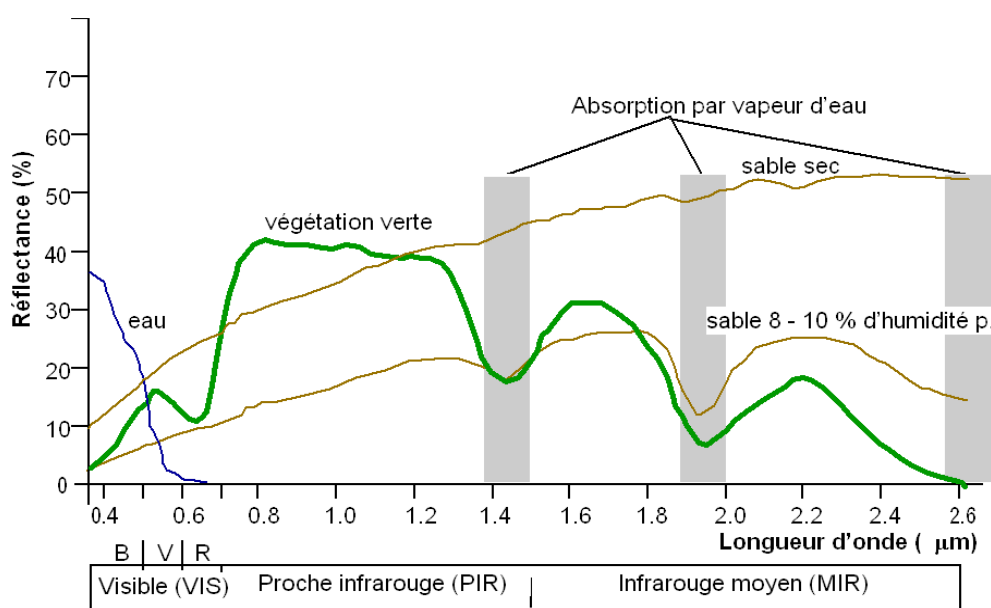


Figure I.6 : Représentation de la réflectance d'un couvert végétal, l'eau et le sol
(source : Lili chabaane, 2012)

Le caractère directionnel de la réflectance est également changé selon la proportion de végétation (active et/ou sénescence), et, pour un couvert végétal, selon l'état physiologique, la structure et l'agencement des différents éléments qui le constituent. Les mêmes observations peuvent être effectuées pour le sol dont la fonction bidirectionnelle de réflectance dépend des propriétés de la surface (humidité, rugosité et composition minérale ou organique). Ces

considérations sont à la base de nombreuses recherches visant à décrire les surfaces terrestres en terme de variables biophysiques relatives au sol (Cierniewski, 1989 ; Baret *et al.* 1992 ; Jacquemoud *et al.* 1992 ; Mathieu *et al.* 1998 ; Nagler *et al.* 2000 ; Lobell *et al.* 2002) et de la végétation (Baret and Guyot 1991 ; Hall *et al.* 1995 ; Carlson et Ripley 1997 ; Myneni *et al.* 1997 ; Duchemin *et al.* 1999 ; Gutman, 1999 ; Bastiaanssen, 2000 ; Guérif *et al.* 2001 ; Scotford et Miller 2005 ; Duchemin *et al.* 2006 ; Zribi *et al.* 2011).

Globalement, on peut distinguer deux types de méthodes visant à estimer ces variables biophysiques : les méthodes d'inversion de modèles de transferts radiatifs (Bicheron and Leroy 1999 ; Kimes *et al.* 2000) et les relations semi-empiriques (Asrar *et al.*, 1984 ; Baret *et al.*, 1989 ; Richardson, 1992 ; Duchemin *et al.*, 2006)

- Les méthodes d'inversion des modèles de transferts radiatifs reposent sur la modélisation des interactions électromagnétiques à l'interface sol-plante-atmosphère. On cherche dans un premier temps à restituer le rayonnement observé dans une ou plusieurs longueurs d'onde et selon certaines configurations géométriques de mesures. Dans un deuxième temps, on vise à diminuer la différence entre observations et simulations en modifiant certains paramètres intervenant dans la modélisation. Ces méthodes sont relativement difficiles à mettre en œuvre car elles nécessitent la connaissance à priori de certains paramètres du modèle.
- Les méthodes des relations semi-empiriques utilisent les caractéristiques spectrales des couverts pour établir des correspondances entre variables biophysiques et observations. On utilise en général des indices de végétation, combinaisons d'observations effectuées dans plusieurs longueurs d'onde, généralement le rouge et le proche infrarouge, pour maximiser le contraste entre sol et végétation (Asrar *et al.* 1984 ; Baret *et al.* 1989 ; Richardson, 1992 ; Duchemin *et al.* 2006). L'avantage de ces indices réside en outre dans la minimisation de certains effets indésirables (variation de la configuration géométrique soleil-cible-capteur, effets atmosphériques ou changement de la couleur du sol ou de l'état de surface).

L'indice le plus fréquemment utilisé dans le cadre de la télédétection de la végétation est le *NDVI* « *Normalized Difference Vegetation Index* » (Rouse *et al.* 1973 ; Rouse *et al.* 1974), défini comme le ratio entre la différence des réflectances proche infrarouge et rouge et la somme de ces réflectances. Cet indice est sensible à la présence de végétation (Sellers, 1985). Il a été utilisé en plusieurs applications régionales et mondiales, dans les études concernant la distribution et l'activité photosynthétique potentielle de la végétation (Deblonde et Cihlar, 1993 ; Propastin et Kappas, 2009). Cet indice est également considéré comme un indicateur

fiable des variations d'occupation du sol (Myneni *et al.* 1996 ; Cuomo *et al.*, 2001) puisque ses variations temporelles sont étroitement liées à l'évolution des conditions de la surface de la terre.

Pour diminuer l'influence du sol sous-jacent, d'autres indices ont été proposés comme le *SAVI* (Soil Adjusted Vegetation Index, Huete, 1988) ou le *TSAVI* (Transformed *SAVI*, Baret et Guyot, 1991). Même si différents indices de végétation en télédétection sont développés spécifiquement pour mesurer certaines caractéristiques de couverts végétaux ou pour réduire des effets sols ou atmosphériques (Bannari *et al.* 1996), le *NDVI* reste le plus utilisé pour suivre l'état des couverts végétaux, principalement pour sa capacité à représenter le niveau ou l'intensité de l'activité végétale dont les variations intra et inter annuelles peuvent traduire des situations de stress de la végétation ou de recouvrement (Glenn *et al.*, 2008).

La disponibilité de longues séries temporelles de *NDVI* (AVHRR depuis 1984 et SPOT-VEGETATION depuis 1998) a beaucoup incité les chercheurs à l'utiliser pour appréhender la dynamique de végétation. Ces séries chronologiques de *NDVI* peuvent être analysées pour générer un ensemble de paramètres qui résument la phénologie de la végétation (Lloyd, 1990 ; Malingreau, 1986 ; Reed *et al.*, 1994 ; Hall-Beyer, 2003 ; Pettorelli *et al.*, 2005). Ces séries temporelles de *NDVI* sont également utilisées pour la détermination de l'occupation du sol (Tieszen et Reed, 1998 ; Benhadj, 2008) et la prévision de la biomasse en se basant sur les modèles agronomiques.

L'indice foliaire *LAI* « *Leaf Area Index* » et la fraction du couvert *Fc* ou *Fcover* « *Fraction cover* » sont les variables biophysiques du couvert végétal, généralement utilisées dans les modèles de processus de surface, et extraites des observations de télédétection dans le domaine de réflexion solaire. Les estimations de ces deux variables par télédétection seront détaillées dans les sections suivantes.

1-2-2-1 L'indice foliaire

Le *LAI* « *Leaf Area Index* » est une variable biophysique qui caractérise les phénomènes de transfert radiatif entre la végétation et l'atmosphère. Elle constitue une variable clé dans les modèles écologiques, hydrologiques, climatologiques et agronomiques. Le *LAI* est utilisé dans les processus d'évapotranspiration et de photosynthèse qui permet notamment d'estimer la biomasse aérienne.

La première définition définit le *LAI* comme l'aire totale d'une face des feuilles par unité de surface du sol (Watson, 1947). Cette définition a évolué pour s'adapter à des types de

couverts très différents. Chen et Black (1992) le définissent comme la moitié de la surface foliaire totale par unité de surface au sol.

Le *LAI* est une variable sans dimension et dont les valeurs s'échelonnent de 0 à 15 environ selon le type de couvert. Plus le couvert est dense, plus le *LAI* est fort (figure I.7).



Figure I.7 : Type de végétation en fonction des classes de valeur du *LAI*

Il existe deux méthodes de mesures du *LAI* : **(i)** la méthode directe qui permet d'avoir un *LAI* réel du matériel végétal utilisé. Elle consiste à mesurer directement la surface de chaque feuille par planimètre. L'inconvénient de cette méthode est qu'elle est destructive et souvent lourde à mettre en œuvre surtout pour des campagnes de mesures à grande échelle ; **(ii)** la méthode indirecte : ce sont des méthodes dans lesquels la surface foliaire est inférée à partir d'observations d'une autre variable, sont généralement plus rapides, modifiables à l'automatisation, et permettent ainsi à un plus grand échantillonnage spatiale.

La technique la plus utilisée pour déterminer cette variable repose sur l'acquisition et le traitement de photographies hémisphériques. Elle présente de nombreux avantages : faible coût de l'instrument (environ 1 k€), facilité et rapidité d'utilisation sur le terrain, représentativité spatiale, mémoire visuelle du système étudié. Le système de mesure est composé d'un simple appareil photographique numérique muni d'un objectif grand angle (180°). Lorsque les prises de vue sont verticales, ce système permet d'appliquer une théorie développée par Warren-Wilson (1959) pour les couverts homogènes (voir également la revue de Weiss *et al.* (2003), que l'on résumera par l'équation suivante :

$$LAI = 2 \int_0^{\pi/2} K \times w(\theta) \times d\theta \quad (\text{Eq. I.9})$$

Où K dépend du taux de couvert directionnel et θ est l'angle de visée.

Dans la littérature, il existe plusieurs types de relations liant les deux paramètres clés *NDVI* et *LAI*. Selon Wardley et Curran (1984), la relation *NDVI-LAI* est supposée linéaire mais pour les valeurs de *LAI* se trouvant dans l'intervalle 2 à 6 cette relation n'est plus valable. Les travaux de Asrar *et al.*, (1984) et Richardson *et al.*, (1992) ont montré une relation de type logarithmique entre l'indice de végétation normalisé et l'indice foliaire. En général, la relation *NDVI-LAI* est obtenue en comparant les observations du *LAI* sur les parcelles tests

d'occupation céréales en irriguées et en secs avec les valeurs linéairement interpolées du *NDVI* pour les dates d'acquisition du *LAI* (Duchemin *et al.*, 2006 ; Shabou, 2010).

1-2-2-2 La fraction du couvert

La fraction du couvert « *Fcover* » est définie comme la part de la surface couverte par la végétation.

Ce paramètre biophysique est tout de même estimé par inversion des modèles radiatifs. Elle est calculée en appliquant différents algorithmes aux données des capteurs *VEGETATION* et *POLDER* dans le cadre de plusieurs projets de recherches.

L'algorithme biophysique utilisé pour estimer *Fcover* (*CYCLOPES*) est basé sur l'inversion de modèle de transfert radiatif. Une approche réseau de neurones a été choisie pour plusieurs raisons: les réseaux de neurones sont connus pour être très efficace en termes de calcul, ce qui est primordial pour les applications opérationnelles sur une longue série chronologique de données globales. Une étude récente sur les caractéristiques des méthodes d'extraction des variables biophysiques (Baret et Buis, 2008) ont montré que les réseaux de neurones quand formés au cours des simulations de modèles de transfert radiatifs offrent des performances dans les estimations grâce à leurs capacités d'interpolation efficace (Leshno *et al.* 1993). Cette technique d'inversion de modèle a été appliquée avec succès à la télédétection de la surface du sol depuis une dizaine d'années (Baret *et al.*, 1995 ; Atkinson et Tatnall, 1997 ; Abuelgasim *et al.*, 1998 ; Kimes *et al.*, 1998 ; Gong *et al.*, 1999 ; Danson *et al.*, 2003 ; Fang et Liang, 2005). Récemment, plusieurs chercheurs ont développé des produits opérationnels biophysiques pour les capteurs à résolution moyenne, avec la réflectance du couvert comme données d'entrées: (Lacaze, 2005) pour *POLDER*, (Bacour *et al.*, 2006) pour *MERIS*.

I-2-3 Télédétection micro-ondes

I-2-3-1 RADAR

Principe physique

Le Radar, capteur actif pour l'observation de la terre, opère dans le domaine des fréquences micro-ondes du spectre électromagnétique (300 MHz à 30 GHz). Le principe du radar, pour l'observation des surfaces, consiste à émettre une onde électromagnétique dans une configuration choisie (fréquence, polarisation, angle de visée). Cette onde se propage dans l'espace jusqu'à la surface observée et une partie de l'énergie émise est renvoyée dans la direction d'observation. On dit que l'énergie est rétrodiffusée, elle est fonction à la fois des caractéristiques du système et de la nature de surface (propriétés électriques et état de surface). La mesure radar revient ainsi à comparer le signal reçu avec le signal émis, sur les

plans temporel et énergétique. La mesure du temps de parcours de l'onde permet d'accéder à la distance entre l'antenne et la surface, et par conséquent à la distance entre les cibles élémentaires constituant la surface. Du point de vue énergétique, les puissances émises et reçues sont reliées par l'équation du radar :

$$P_r = P_e \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} G_e G_r \sigma \quad (\text{Eq I.10})$$

Avec

P_e, P_r puissances émise et reçue ;

λ : longueur d'onde du Radar ;

R : distance entre le Radar et la cible ;

G_e, G_r : le gain de l'antenne d'émission et de réception ;

σ : section efficace du Radar.

Les systèmes radar utilisent une gamme de longueurs d'onde qui s'étale de 1.33 m à 0.83 cm. Cette région du domaine spectral a été divisée en bandes, dont les noms proviennent des désignations militaires.

Tableau I.1 : Bandes radar, plages de fréquences et de longueurs d'onde (Maître, 2001)

Bandes	Fréquences	Longeurs d'onde
P	0.225-0.390 GHz	133-76.9 cm
L	0.39-1.55 GHz	76.9-19.3 cm
S	1.55-4.20 GHz	19.3-7.1 cm
C	4.20-5.75 GHz	7.1-5.2 cm
X	5.75-10.90 GHz	5.2-2.7 cm
Ku	10.9-22.0 GHz	2.7-1.36 cm
Ka	22.0-36.0 GHz	1.36-0.83 cm

Polarisation

La polarisation est une propriété de l'onde électromagnétique qui décrit l'orientation du champs électrique \vec{E} dans la direction perpendiculaire à la direction de propagation (figure I.3). Pour les radars existants dans le domaine de l'observation de la Terre, il s'agit d'une polarisation linéaire suivant deux directions. Par exemple le radar ASAR d'ENVISAT peut émettre et recevoir dans les deux polarisations horizontale (H) ou verticale (V), et permet ainsi d'avoir 4 configurations d'émission-réception, non simultanées, suivant le mode de fonctionnement : en polarisation parallèle HH, VV , et en polarisation croisée VH, HV (figure I.8).

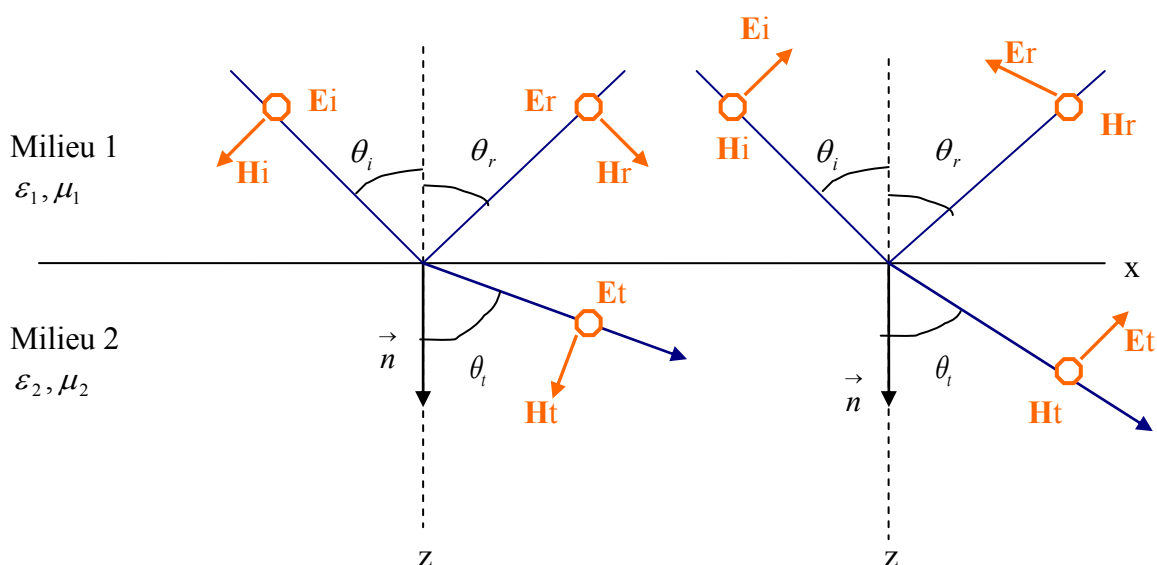


Figure I.8 : Schéma représentant la polarisation du champ électrique, à gauche polarisation perpendiculaire, à droite polarisation parallèle (Ishimaru, 1991).

Avec :

- E_i , E_r et E_t respectivement le champ électrique incident, réfléchi et transmis ;
- H_i , H_r et H_t respectivement le champ magnétique incident, réfléchi et transmis ;
- θ_i , θ_r et θ_t respectivement l'angle d'incidence, réfléchi et transmis ;
- ε la constante diélectrique (ou permittivité diélectrique) du milieu et μ la perméabilité diélectrique du milieu.

Angle d'incidence

L'angle d'incidence est l'angle entre la direction de propagation incidente et la normale à la surface, dans le plan de propagation. La première génération de radar satellitaire possédait une visée fixe (ERS 1 θ_i centré à 23°). D'autres capteurs ont bénéficié d'antennes à visées variables pouvant acquérir des images avec des angles d'incidence allant de 20° à 50° pour RADARSAT-1 et de 15° à 45° pour ASAR/ENVISAT.

Le coefficient de rétrodiffusion

En télédétection radar, la mesure la plus fréquemment utilisée porte sur le coefficient de rétrodiffusion radar, proportionnel au rapport entre la puissance reçue et la puissance émise au niveau de l'antenne où les pertes de propagation sont aussi prises en compte.

Le coefficient de rétrodiffusion σ_θ^{pq} peut être aussi exprimé en fonction des champs électromagnétiques. On note \vec{E}_s le champ électrique diffusé par la surface dans la direction d'observation. Le coefficient de rétrodiffusion dans une direction est le rapport entre la

puissance totale diffusée dans toutes les directions par un champ isotrope égal à \vec{E}_s et la puissance incidente totale sur l'aire illuminée. Il dépend des polarisations de l'antenne d'émission et de réception. Lorsque l'onde incidente est polarisée suivant la direction \vec{p} et qu'on observe la direction \vec{q} , alors on a :

$$\sigma_0^{pq} = \frac{4 \pi r^2 \langle |\vec{E}_s^p \cdot \vec{q}|^2 \rangle}{A |E_0|^2} = \frac{4 \pi r^2 \langle |E_s^{pq}|^2 \rangle}{A |E_0|^2} \quad (\text{Eq.I.11})$$

Avec : E_s : le champ électrique diffusé par la surface dans la direction d'observation ;

A : aire de la surface illuminée ;

E_0 : amplitude du champ incident ;

r : distance entre le point d'observation et le centre de la surface observée ;

$\langle \rangle$ Opérateur de moyenne.

Tout de même, on peut exprimer le signal radar sous une base logarithmique :

$$\sigma_0^{pq} /_{dB} = 10 \log \sigma_0^{pq} \quad (\text{Eq.I.12})$$

La variation des angles couvre une gamme dynamique étendue. Ainsi l'utilisation d'une échelle logarithmique est plus pratique. Lorsqu'on utilise cette échelle, l'intervalle de confiance autour des valeurs mesurées de σ° est indépendant de son comportement (Ulaby *et al*, 1986).

A coté des micro-ondes actives, il existe tout de même les micro-ondes passives semblables à la télédétection thermique. Un capteur passif détecte l'énergie dans les hyperfréquences émises naturellement dans son champ de vision. Cette énergie est fonction de la température et de l'humidité de l'objet sur la surface émettrice. De nouveaux capteurs comme SMOS, lancé récemment ouvre de nouvelles voies par rapport aux observations traditionnelles.

I-2-3-2 Micro-ondes passifs

Les capteurs actifs possèdent leur propre source d'énergie pour illuminer une cible. Les capteurs passifs quant à eux, ne nécessitent pas de source émettrice et utilisent les capacités de réflexion dans le spectre d'émission micro-ondes des objets que l'on tente de caractériser.

Pour les ondes millimétriques ou centimétriques, la transparence de l'atmosphère est très grande, même les nuages (sauf pendant les précipitations) n'atténuent que très faiblement le rayonnement. En revanche, à ces longueurs d'onde, l'intensité du rayonnement émis naturellement par les surfaces est très faible. Les radiomètres microonde (télédétection

passive) ne peuvent mesurer le rayonnement qu'en visant des surfaces très vastes (plusieurs centaines de km²). L'utilisation des micro-ondes passives permet de réduire l'effet de la rugosité ainsi que l'effet de la végétation. Il existe déjà de nombreux capteurs passifs aux caractéristiques variées, dont on peut citer le SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) fonctionnel à la fréquence de mesure 19 GHz, SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), embarqués à bord de satellites américains du programme DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) fonctionnel à la fréquence 37 GHz, AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System) lancé sur le satellite ADEOS agit à aux fréquences 6 -30 GHz. Tous ces capteurs permettent de fournir des données régulières pour l'ensemble du globe (température de brillance, humidité, ...). Ces derniers utilisent des fréquences élevées, avec un angle unique de visée. À ces fréquences, le signal est encore sensible à la présence de la végétation, aux effets atmosphériques et à la rugosité du sol. En revanche, il a été montré que l'utilisation des fréquences en bandes L permettraient d'effectuer des mesures plus représentatives des conditions d'humidités (Schmugge and Jackson 1994 ; Jackson et *al.*, 1995).

La mission SMOS, lancée en Novembre 2009 pour des besoins en modélisation pour les prévisions météorologiques, est une mission dont les objectifs scientifiques visent à une meilleure estimation des bilans spatio-temporels du cycle de l'eau à l'échelle du globe et des interactions océan / atmosphère. Un aspect important de cette mission est qu'elle met en oeuvre une nouvelle technique de mesure en adoptant une approche complètement différente dans le domaine de la télédétection. Cette technique est utilisée sur un nouvel instrument capable d'enregistrer en micro-ondes passives à une fréquence de 1.4 GHz (bande L) en bipolarisation et à de multiples angles d'observation.

Sur les terres émergées, il s'agit d'estimer l'humidité de surface afin de renseigner les modèles de circulation générale et décrire les conditions aux limites pour les modèles d'hydrologie à grande échelle. De nouvelles approches permettent de plus d'estimer le contenu en eau de la zone racinaire. L'utilisation des caractéristiques multi-angulaires et bi-polarisées de SMOS permettront de quantifier le contenu en eau de la végétation. Sur les surfaces océaniques, il s'agit d'estimer la salinité de l'eau qui est une variable importante pour la dynamique de la circulation océanique et le couplage océan/atmosphère.

I-2-4 Suivi des états de surface du sol par télédétection radar

Dans le cas d'une parcelle agricole nue (sans végétation), l'humidité et la rugosité sont les principaux paramètres du sol contrôlant respectivement, les propriétés diélectriques et

géométriques du sol. A un degré moindre, les propriétés diélectriques sont aussi fonction de la composition du sol (Hallikainen *et al.*, 1985).

Au cours des dernières décennies, différents modèles physiques ont été développés pour une meilleure compréhension de la relation entre les paramètres de la surface du sol (rugosité de surface, texture et humidité du sol) et les signaux micro-ondes. La réponse électromagnétique d'une surface est liée à ses propriétés diélectriques. La teneur en eau est déterminée à partir de la constante diélectrique ε , dénommée également permittivité diélectrique, en fonction de la composition du sol, de l'humidité et de la température. Nous présentons dans ce qui suit les paramètres du sol (humidité, texture et rugosité) ayant une influence sur la mesure radar.

I-2-4-1 Effets de l'état hydrique et la texture à travers la constante diélectrique

Partant du principe que la quantité d'eau présente dans un sol affecte ses propriétés électriques et par conséquent le signal radar. La constante diélectrique micro-onde du sol est reliée au contenu en humidité du sol et dans une moindre mesure de la texture du sol (Ulaby *et al.* 1978).

La constante diélectrique complexe d'un matériau se présente sous la forme :

$$\varepsilon = \varepsilon' - j \varepsilon'' \quad (\text{Eq. I.13})$$

La partie réelle ε' représente le pouvoir plus ou moins grand du matériau de stocker l'énergie électrique et la partie imaginaire ε'' représente les pertes diélectriques, c'est-à-dire le pouvoir plus ou moins conducteur du matériau.

Dans le cas particulier d'un sol humide, la contribution de la partie imaginaire, ε'' , est relativement petite, la plupart des études simplifiées considèrent seulement la permittivité ε' (partie réelle) de la constante diélectrique. Etant donnée la petite valeur de la constante diélectrique de l'air ($\varepsilon_{\text{air}} \sim 1$) et des particules solides du sol ($\varepsilon_s \sim 4$) comparée à celle de l'eau ($\varepsilon_{\text{eau}} \sim 80$), la constante diélectrique du sol humide dépend très fortement de la quantité d'eau dans le sol. C'est cette dépendance qui est utilisée pour estimer l'humidité du sol.

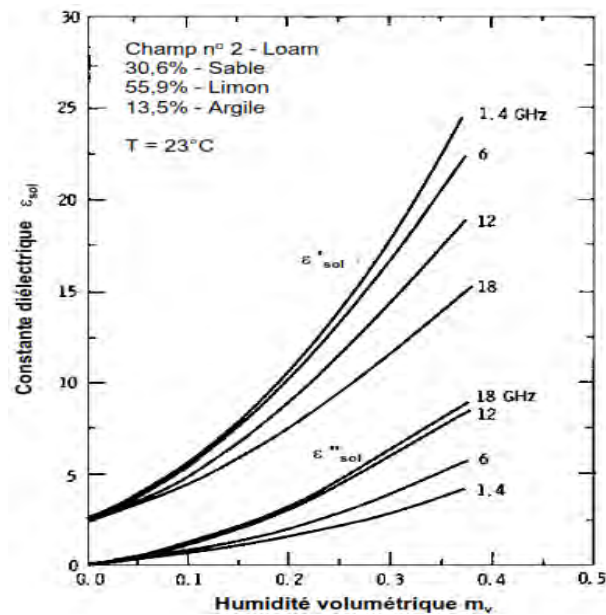


Figure I.9 : Relation entre la constante diélectrique et l'humidité du sol (Ulaby et *al.*, 1986)

La constante diélectrique influence aussi la profondeur de pénétration δp de l'onde incidente qui est également exprimé en fonction des parties réelle ϵ' et imaginaire ϵ'' . La profondeur de pénétration est exprimée par l'équation suivante :

$$\delta p = \frac{\lambda \sqrt{\epsilon'}}{2\pi \sqrt{\epsilon''}} \quad (\text{Eq I. 14})$$

I-2-4-2 Humidité de la surface du sol

La teneur en humidité superficielle d'un sol représente le stockage temporaire de l'eau des précipitations à l'intérieur d'une couche superficielle de la surface de la Terre, généralement limitée à la zone d'aération.

Il existe différentes approches de mesure in situ de ce paramètre, que nous détaillerons dans ce qui suit.

a) Méthodes de mesures in situ

(i) La méthode gravimétrique (Gardner, 1986)

Cette méthode, bien que lourde en temps et en matériel, reste une référence pour l'étalonnage des différents appareillages de mesure d'humidité des sols. Cette méthode consiste à prélever des échantillons des sols qui sont pesés avant et après passage à l'étuve à 100°C pendant 24h. Elle détermine l'humidité pondérale d'un échantillon du sol, en comparant la masse humide à sa masse sèche, selon l'équation suivante :

$$w_p(\%) = \frac{P_h - P_s}{P_s} \times 100 \quad (\text{Eq.II.15})$$

Avec P_h : masse de sol humide ; P_s : masse de sol sec et w_p : teneur en eau pondérale en %.
L'humidité volumique w_v (% ou cm^3/cm^3), se déduit de l'humidité pondérale w_p (% ou kg/kg) en la multipliant par la densité apparente Da du sol.

$$w_v = Da \times w_p \quad (\text{Eq.II.16})$$

(ii) La méthode neutronique

Le principe de cette méthode est le suivant : une source radioactive émet des neutrons à haute énergie qui se transforment en neutrons thermiques après collision avec des atomes d'hydrogène. L'hydrogène dans le sol provient surtout de l'eau. Les neutrons thermiques sont détectés et le taux de ces particules est relié à l'humidité du sol par étalonnage. Les mesures sont effectuées en glissant la sonde neutronique dans un tube en alliage d'aluminium enfoncé verticalement dans le sol. Le désavantage de cette méthode est que la présence d'une source radioactive impose des règles d'utilisation et de contrôle de l'appareil, qui sont coûteuses et complexes. L'avantage est que les mesures sont précises et automatisables.

(iii) La mesure par sonde TDR (Time Domain Reflectometry) (Topp et al., 1980)

L'appareil mesure la vitesse de propagation d'un signal micro-onde le long de guides d'ondes enfoncés dans le sol, et de longueur connue. Cette vitesse est fonction de la permittivité diélectrique du sol, liée à la teneur en eau du sol. Cette mesure présente l'avantage d'être peu influencée par la nature du sol, qui nécessite toutefois un étalonnage différent pour certains sols. Pour des mesures en surface, cette méthode, non destructive, est rapide avec un appareillage qui permet des mesures extensives de l'humidité des sols. L'appareil peut être placé en profondeur en position horizontale pour une automatisation des mesures.

(iv) La méthode capacitive

Cette méthode est basée sur les propriétés diélectriques des sols. En effet, la permittivité diélectrique du sol dépend de celle des constituants. Elle se fonde sur le fort contraste entre la permittivité de l'eau (en phase liquide : 80), et celle des autres constituants (air ~ 1 ; sol : 2 à 10). Le principe de la mesure par sondes capacitatives consiste à introduire deux électrodes dans le sol. Le système est alors assimilé à un condensateur électrique avec pertes. Un étalonnage individuel des capteurs doit être réalisé. Cette méthode dépend de la fiabilité du

dispositif électronique des mesures et de la résistance des électrodes aux phénomènes de corrosion.

(v) La méthode de mesure par thetaprobe

Les sondes thetaprobes mesurent la teneur en eau volumique des sols. Cette sonde est utilisée aussi en surface qu'en profondeur (Gaskin et Miller, 1996). Une onde haute fréquence (100 MHz) est appliquée le long des électrodes, la différence entre l'onde émise et l'onde réfléchi par le sol est fonction des propriétés diélectriques du milieu, donc de la teneur en eau. Les mesures locales sont effectuées soit par les stations thetaprobes continues dans le temps, soit par des mesures ponctuelles à l'aide d'une sonde manuelle.

b) *Suivi de l'humidité par télédétection*

Les techniques radar ont apporté une forte contribution dans l'estimation de l'état hydrique. La technique Radar à Ouverture de Synthèse (ROS, SAR en anglais) présente comme intérêt majeur sa résolution spatiale décimétrique. Elle a permis d'accéder à des échelles fines, celles de la parcelle ou du petit bassin versant. Depuis le début des années 90, une longue série de satellites ROS ont été mis en orbite (ERS1/2, ASAR/ENVISAT, RADARSAT, PALSAR/ALOS, TerraSAR-X, ...) proposant ainsi des données multi-configurations (multi-résolution, multi-incidences, multi-polarisations, multi-fréquences). Les mesures par diffusiomètres radar (résolution spatiale de quelques dizaines de kilomètres), initialement développés pour le suivi des vents en océan (ERS/WSC, ASCAT/METOP, ...), sont également utilisées pour l'estimation de l'état hydrique du sol et d'autres caractéristiques des surfaces continentales (Frison et *al.*, 1996 ; Wagner et *al.*, 1999a,b,c ; Zribi et *al.*, 2008).

Depuis vingt-cinq années, la résolution spatiale était un point déterminant pour le choix des hypothèses considérées dans les approches d'inversion du signal radar pour le suivi de l'état hydrique. Ces méthodologies pourraient être divisées en trois catégories :

- Approches empiriques, Un grand nombre d'études s'appuient sur une modélisation empirique pour relier le signal radar aux paramètres de surface. Elle est simplement fondée sur les données réelles avec établissement de relations, entre données radar et paramètres de la surface, qui servent principalement à l'inversion. Ces méthodes vont de la relation linéaire (Cognard et *al.*, 1995 ; Le Hégarat-Masclé et *al.*, 2002 ; Quesney et *al.*, 2000 ; Wang et *al.*, 1997; Zribi and Dechambre, 2002). et à des approches plus complexes prenant en compte d'autres effets perturbateurs tel que la rugosité ou le couvert végétal (Taconet et *al.*, 1996 ; Le Hégarat et *al.*, 2002 ; Zribi et *al.*, 2003 ;

Zribi et *al.*, 2011 ; Aubert et *al.*, 2011). L'approche de détection de changement est particulièrement utilisée dans les approches basses résolution. Elle permet particulièrement de minimiser les effets d'autres paramètres tel que la rugosité du sol (Wagner et *al.*, 1999a, Wagner et *al.* 1999b ; Zribi et *al.*, 2008). Des méthodes plus sophistiquées basées par exemple sur les réseaux de neurones sont aussi proposées (Paloscia et *al.*, 2001).

- Approche semi-empirique : elle consiste en un développement hybride, qui prend en compte la physique du problème et des observations (soit estimées à partir de données réelles ou dérivées par simulations d'un modèle théorique). Différents modèles ont été développés ces dernières années avec une séparation des effets liés à la rugosité et ceux liés à l'humidité (Oh et *al.*, 1992, Dubois et *al.*, 1995, Baghdadi et *al.*, 2006, Zribi et *al.*, 2006).
- Approche physique : elle est basée sur l'inversion de modèles de diffusion et de transfert radiatifs physiques. Elle est peu utilisée à cause de la difficulté d'identifier tous les paramètres demandés à l'entrée de ces modèles.

Parallèlement à l'utilisation du radar, d'autres approches basées sur la technique microonde passive (Kerr et *al.*, 2001) et infrarouge thermique (Merlin et *al.*, 2005) sont aussi utilisées pour le suivi de ce paramètre. Ces approches ne sont pas abordées dans ce travail.

I-2-4-3 Rugosité

La rugosité est un paramètre physique caractérisant l'état géométrique de la surface du sol. Dans le cas d'un sol nu, la rugosité du sol dépend des pratiques agricoles (labour ou semi) et des précipitations (destruction des mottes). Aussi, après chaque opération de travail du sol (labour, semi...) ou après des précipitations abondantes, la rugosité de surface des parcelles agricoles est relevée.

Sur une parcelle, la rugosité est mesurée à l'aide d'un profilomètre à aiguilles. Deux paramètres sont caractéristiques de la rugosité (Ogivily, 1991; Ulaby et *al.*, 1986) : l'écart-type des hauteurs (*Hrms*), et la longueur de corrélation (*L*).

La figure I.10 représente un exemple de profil de surface numérisé ainsi que sa fonction d'autocorrélation correspondante. La longueur de corrélation *L* vaut 3.5 cm et le *Hrms*=1.5 cm.

L'écart type des hauteurs (*Hrms* : Height root mean square), décrit la variation verticale de la rugosité du sol. Ce paramètre est exprimé comme la variation moyenne des irrégularités de la surface par rapport à une surface plane :

$$Hrms^2 = \langle (z(x) - \langle z \rangle)^2 \rangle \quad (\text{Eq I.17})$$

Avec

$z(x)$, l'altitude au point x

$\langle z \rangle$, la hauteur moyenne des points du profil définie par :

$$\langle z \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N z_i(x) \quad (\text{Eq I.18})$$

N , étant le nombre d'altitude z_i disponible dans le profil de hauteurs

La longueur de corrélation (L), est utilisée en complément de l'écart-type des hauteurs ($Hrms$) pour décrire l'état de rugosité d'un sol. Cette longueur correspond à la distance à partir de laquelle les différents points de la surface ne sont plus corrélés ($x = u = e-L$). Elle est calculée grâce à une fonction ($\rho(x)$) décrivant les relations entre les altitudes de deux points de la surface écartés d'une distance « u » (fonction d'autocorrélation) :

$$\rho(x) = \frac{\langle \{ (z(x+u) - \langle z \rangle) \} \cdot \{ z(x) - \langle z \rangle \} \rangle}{Hrms^2} \quad (\text{Eq I.19})$$

Selon le niveau de rugosité du sol étudié, la forme de la fonction d'autocorrélation est souvent représentée sous la forme d'une exponentielle (sol lisse), ou d'une gaussienne (rugosité élevée) (Ulaby *et al.*, 1982 ; Oh *et al.*, 1992 ; Rakotoarivony *et al.*, 1995 ; Altese *et al.*, 1996).

$$\rho(x) = e^{-\left(\frac{x}{L}\right)} \quad (\text{Eq I.20})$$

$$\rho(x) = e^{-\left(\frac{x}{L}\right)^2} \quad (\text{Eq I.21})$$

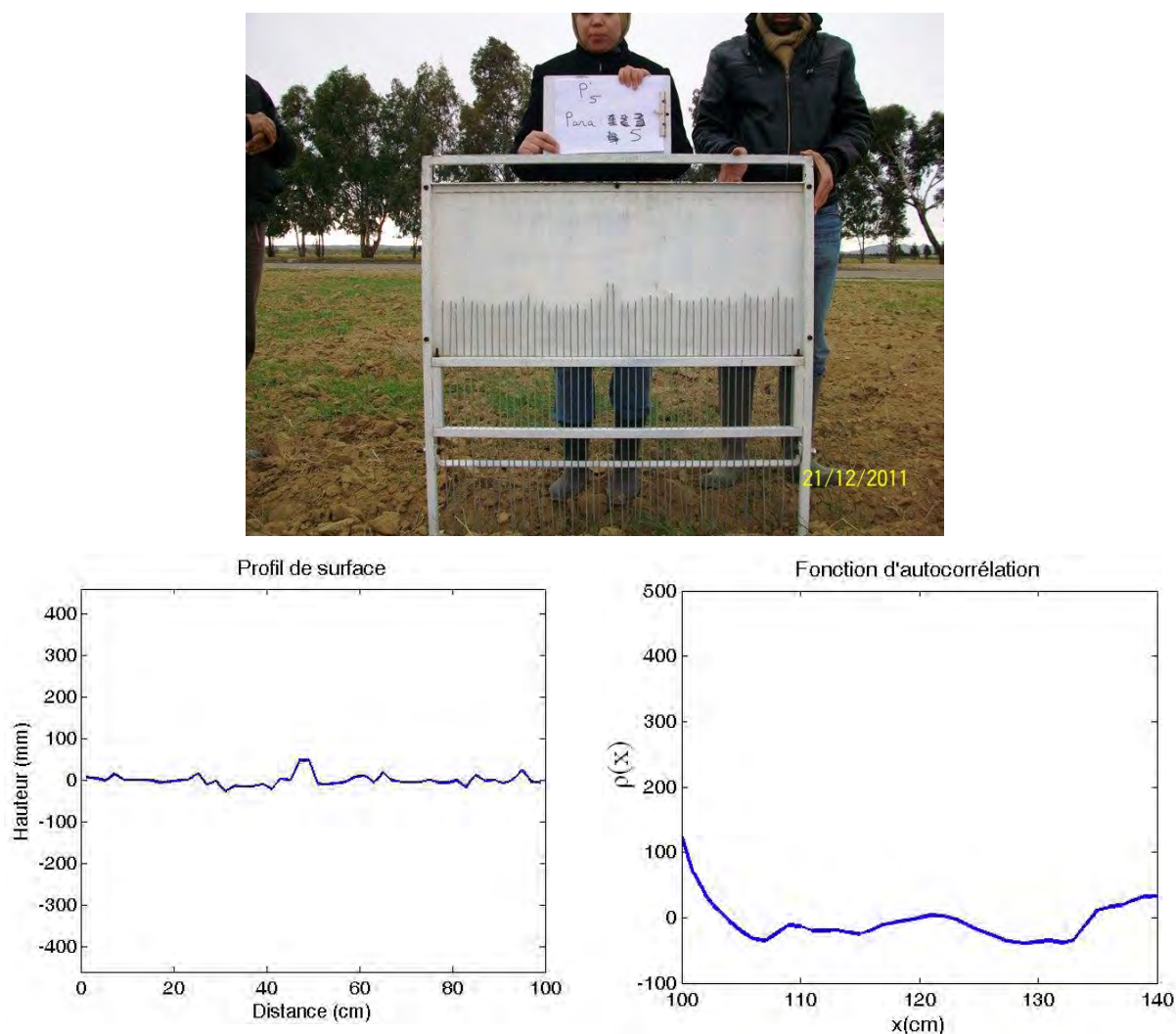


Figure I. 10 : a) Profilomètre à aiguille – Exemple de mesure de rugosité sur une parcelle ; b) profil de surface numérisisé, c) fonction d'autocorrélation

Plusieurs études théoriques ou expérimentales ont montré que les mesures radar sont sensibles aux propriétés géométriques des surfaces naturelles (Le Toan *et al.*, 1982 ; Ulaby *et al.*, 1986 ; Chanzy *et al.*, 1998 ; Zribi *et al.*, 2002 ; Hajnsek *et al.*, 2003, 2009 ; Zribi *et al.*, 2011). En effet, quelle que soit la configuration radar, son signal suit approximativement une fonction logarithmique avec la rugosité du sol en surface (Ulaby *et al.*, 1986 ; Fung, 1994). Ulaby *et al.* (1978) ont montré que l'influence de la rugosité de surface diminue avec l'augmentation de la fréquence radar. La dynamique de la relation entre le signal radar et la rugosité sont plus forts dans la bande L que dans les bandes X et C (Baghdadi *et al.*, 2008a ; Ulaby *et al.*, 1986) En outre, les données radar sont plus sensibles à la rugosité du sol à des angles d'incidence élevés (Baghdadi *et al.*, 2008a, 2008b ; Zribi et Dechambre, 2002).

I-2-4-4 Texture

La composition granulométrique est définie comme les quantités et la nature de particules de différentes tailles (sable, limon, argile) constituant le sol. Les particules du sol sont divisées en quatre catégories selon leur diamètre : argile, limon, sable et gravier. Le Tableau I.2 présente la nomenclature utilisée pour différencier les composantes solides du sol (Brady et Weil 2001). Le pourcentage de chacune de ces catégories définit la texture du sol.

Tableau I.2 : La granulométrie de la texture des sols

Diamètre	2µm		20µm	2mm	20mm	200mm
Classe	Argile	Limon	Sable fin	Gros Sable	Graviers	Cailloux

Plusieurs études ont été menées, afin de déterminer le comportement diélectrique du mélange eau-sol dans le domaine des micro-ondes. (Wang et Schmugge, 1980) ont par exemple montré qu'il y avait une différence d'amplitude de la constante diélectrique ϵ pour différents types de sol, mais pour un même contenu d'humidité volumique.

Ces dernières années, certaines études ont mis en évidence le potentiel de radar à synthèse d'ouverture (SAR) pour l'estimation de la texture du sol. Baghdadi *et al.* (2008a) et Paris Anguela *et al.* (2010) ont également montré qu'un sol avec un plus faible pourcentage d'argile (**sol B** : 17% d'argile, 79% de limon et 4% de sable) avaient un signal TerraSAR (acquis en polarisation *HH* et angle d'incidence 25 °) 3 dB plus forte que celle d'un sol plus argileux (**sol A** : 32% d'argile, 64,5% de limon et 3,5% de sable).

Zribi *et al.* (2012) ont établi une relation entre le signal radar en bandes X et la texture du sol, plus précisément le pourcentage d'argile. Cette relation a été validée à l'aide des observations de terrain, la *RMSE* est de 12% (équivalent de 120 g/kg).

Références

- Abuelgasim, A. A., Gopal, S., and Strahler, A. H. (1998). Forward and inverse modelling of canopy directional reflectance using a neural network. *International Journal of Remote Sensing*, vol.19, pp: 453–471.
- Altese, E., Bolognani, O., Mancini, M., (1996). Retrieving soil moisture over bare soil from ERS1 synthetic aperture radar data: Sensitivity analysis based on a theoretical surface scattering model and field data. *Water Resources Research*, vol. 32, pp: 653-661.
- Asrar, G., Fuchs, M., Kanemasu, E.T., and Hatfield, J.L. (1984). Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. *Agronomy Journal*, vol.76, pp. 300-306.
- Atkinson, P. M., and Tatnall, A. R. L. (1997). Neural network in remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, vol.18, pp: 699–709.
- Aubert M., Baghdadi N., Zribi M., Douaoui A., Loumagne C., Baup F., El Hajj M., and Garrigues S., (2011). Analysis of TerraSAR-X data sensitivity to bare soil moisture, roughness, composition and soil crust. *Remote sensing of environnement*, vol. 115, pp: 1801–1810.
- Bacour, C. (2001). Contribution à la détermination des paramètres biophysiques des couverts végétaux par inversion de modèles de réflectances: analyses de sensibilité comparatives et configuration optimales, 228pp.
- Bacour, C., Baret, F., Béal, D., Weiss, M., and Pavageau, K. (2006). Neural network estimation of LAI, fAPAR, fCover and LAIxCab, from top of canopy MERIS reflectance data: principles and validation. *Remote Sensing of Environment*, vol.105, pp: 313–325.
- Baghdadi, N., Zribi, M., Loumagne, C., Ansart, P., Paris Anguela, T., (2008a). Analysis of TerraSAR-X data and their sensitivity to soil surface parameters over bare agricultural fields. *Remote sensing of Environnement*, vol. 112 (12), pp: 4370-4379.
- Baghdadi, N., Cerdan, O., Zribi, M., Auzet, V., Darboux, F., El Hajj, M., Bou Keir R., (2008b). Operational performance of current synthetic aperture radar sensors in mapping soil surface characteristics: application to hydrological and erosion modelling. *Hydrological Processes*, vol. 22 (1), pp: 9-20.
- Baret, F., and Buis, S. (2008). Estimating canopy characteristics from remote sensing observations. Review of methods and associated problems. In S. Liang (ed.), *Advances in Land Remote Sensing: System, Modeling, Inversion and Application*. Springer.
- Baret, F., Clevers, J. G. P.W., and Steven, M. D. (1995). The robustness of canopy gap fraction estimates from red and near infrared reflectances: a comparison of approaches. *Remote Sensing of Environment*, vol.54, pp: 141–151.
- Baret, F., and Guyot, G. (1991). Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sensing of Environment*, vol.35, pp: 161-173.
- Baret, F., Guyot, G., and Major, D.J. (1989). Crop biomass evaluation using radiometric measurements. *Photogrammetria*, vol.43, pp 241–256.
- Baret, F., Jacquemoud, S., Guyot, G., and Leprieur, C. (1992). Modeled analysis of the biophysical nature of spectral shifts and comparison with information-content of broad bands. *Remote Sensing of Environment*, vol.41, pp: 133-142.
- Bastiaanssen, W.G.M., Molden, D.J., and Makin, I.W. (2000). Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management*, vol.46, pp: 137-155.
- Bannari A., Huete A.R., Morin D., and Zagolski F. (1996). Effects of soil colour and brightness on vegetation index. *International Journal of Remote Sensing*, vol.17, pp: 1885-1906.

- Benhadj, I., (2008). Observation spatial de l'irrigation d'agrosystèmes semi-arides et gestion durable de la ressource en eau en plaine de Marrakech. *Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier de Toulouse, France*, 296 p.
- Bicheron, P., and Leroy, M. (1999). A method of biophysical parameter retrieval at global scale by inversion of a vegetation reflectance model. *Remote Sensing of Environment*, vol.67, pp: 251-266.
- Brady N.C. and Weil R; R., (2001). The Nature and Properties of Soils, (13th Edition), *Pearson, Prentice Hall*.
- Carlson, T.N., and Ripley, D.A. (1997). On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, vol.62, pp: 241-252.
- .
- Chanzy, A., King, C., Prévot, L., Remond, A., Wigneron, J.P., Calcagno, P., Zribi, M., Despras, J.F., (1998). Comparaison of ERS and multi-angle RADARSAT measurements on bare soils: First results. Second International Workshop on Retrieval of Bio- & Geo-physical parameters from SAR Data for Land Applications, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, pp: 471-477.
- Chen, J. M. and T. A. Black, (1992). Defining leaf area index for non-flat leaves, *Plant, Cell and Environment*, vol.15, pp: 421-429.
- Cierniewski, J. (1989). The influence of the viewing geometry of bare soil surfaces on their spectral response in the visible and near infrared. *Remote Sensing of Environment*, vol.27, pp: 135-142.
- Cognard, A. L., Loumagne, C., Normand, M., Olivier, P., Ottele', C., Vidal-Madjar, D., et al. (1995). Evaluation of the ERS-1/synthetic aperture radar capacity to estimate surface soil moisture: Two-year results over the Naizin watershed. *Water Resources Research*, vol.31(4), pp : 975– 982.
- Cuomo, V., Lanfredi, M., Lasaponara, R., Macchiato, M., Simoniello, T. (2001). Detection of interannual variation of vegetation in middle and southern Italy during 1985–99 with 1 km NOAA AVHRR NDVI data. *Journal. Geophysical. Research*. Vol.106, pp: 17863-17876.
- Danson, F. M., Rowland, C. S., and Baret, F. (2003). Training a neural network with a canopy reflectance model to estimate crop leaf area index. *International Journal of Remote Sensing*, vol.24, pp: 4891–4905.
- Deblonde, G.; Cihlar, J. (1993). A multiyear analysis of the relationship between surface environmental variables and NDVI over the Canadian landmass. *Remote Sensing Revue.*, vol.7, pp: 151-177.
- Dubois, P. C., Van Zyl, J., Engman, T. (1995). Measuring soil moisture with imaging radars. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.33(4), pp: 915–926.
- Duchemin, B., Hadria, R., Erraki, S., Boulet, G., Maisongrande, P., Chehbouni, A., Escadafal, R., Ezzahar, J., Hoedjes, J.C.B., Kharrou, M.H., Khabba, S., Mougenot, B., Olioso, A., Rodriguez, J.C., and Simonneaux, V. (2006). Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco : On the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agricultural Water Management*, vol.79, pp: 1-27.
- Duchemin, B., Guyon, D., and Lagouarde, J.P. (1999). Potential and limits of NOAA-AVHRR temporal composite data for phenology and water stress monitoring of temperate forest ecosystems. *International Journal of Remote Sensing*, vol.20, pp: 895-917.
- Fang, H., and Liang, S. (2005). A hybrid inversion method for mapping leaf area index from MODIS data: experiments and application to broadleaf and needleleaf canopies. *Remote Sensing of Enviroment*, vol.94, pp: 405–424.
- Frison, P.-L. et Mougin, E. (1996) : Use of ERS-1 wind scatterometer data over land surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.34, pp :1–11.
- Fung, A.K., (1994). Microwave Scattering and Emission Models and their Applications. Artech House, Norwood, Massachussets, 573 p.

- Gardner, W.H., (1986). Water Content, in Methods of Soil Analysis Part 1. Physical and Mineralogical Methods, Agronomy Monograph No. 9, *Soil Science Society of America*, Madison, WI, USA, pp: 493-544.
- Gaskin, G., and J. Miller, (1996). Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique. *Journal of Agricultural Engineering Resources*, pp: 153-160.
- GDTA, (1991), Note de cours: http://ceos.cnes.fr:8100/cdrom-00/ceos1/science/baphygb/conclu_f.htm
- Glenn E.P., Huete A.R., Nagler P.L., and Nelson S.G. (2008). Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes: What vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. *Sensors*, vol. 8, pp: 2136-2160
- Gong, P., Wang, D. X., and Liang, S. (1999). Inverting a canopy reflectance model using a neural network. *International Journal of Remote Sensing*, vol.20, pp: 111–122.
- Guérif, M.F., Baret, F., Moulin, S., and Bégue, A. (2001). Télédétection, hétérogénéité parcellaire et gestion spatialisée des interventions techniques. In : *Modélisation des agroécosystèmes et aide à la décision*. Collection Repères, édition CIRAD-INRA, pp: 303-326.
- Gutman, G.G. (1999). On the use of long-term global data of land reflectances and vegetation indices derived from the advanced very high resolution radiometer. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, vol. 104, pp: 6241-6255.
- Guyot, G. (1990). Optical properties of vegetation canopies, *Applications of Remote Sensing in Agriculture*. Butterworths, London, pp. 19-43.
- Hajnsek, I., Pottier, E., Cloude, S.R., (2003). Inversion of surface parameters from polarimetric SAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41(4), pp: 727-744.
- Hajnsek, I., Jagdhuber, T., Schön, H., & Papathanassiou, K.P., (2009). Potential of estimating soil moisture under vegetation cover by means of PolSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47(2), pp: 442-454.
- Hall, F.G., Townshend, J.R., and Engman, E.T. (1995). Status of Remote-Sensing Algorithms for Estimation of Land-Surface State Parameters. *Remote Sensing of Environment*, vol.51, pp: 138-156.
- Hallikainen, M., Ulaby, F., Dobson, F., El Rayes, M., Wu, L., (1985). Microwave dielectric behavior of wet soil. Part I: Empirical models and experimental observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 23, pp: 25-34.
- Hall-Beyer, M. (2003). Comparison of single-year and multiyear NDVI time series principal components in cold temperate biomes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41, pp: 2568–2574.
- Huete, A.R. (1988). A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, vol.25, pp: 295-309.
- Ishimaru A., 1991. Electromagnetic Wave Propagation, Radiation, and Scattering, Prentice Hall.
- Jackson T J, Le Vine D M, Swift C T, Schmugge T J, Schiebe F R(1995). Large area mapping of soil moisture using the ESTAR passive microwave radiometer in Washita'92. *Remote Sensing of Environment*, vol.53, pp 27–37
- Jacquemoud, S., Baret, F., and Hanocq, J.F. (1992). Modeling spectral and bidirectional soil reflectance. *Remote Sensing of Environment*, vol.41, pp: 123-132.
- Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J.-P., Martinuzzi, J.-M., Font, J., and Berger, M. (2001). Soil moisture retrieval from Space : The soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.39(8), pp: 1729-1735.
- Kimes, D.S., Nelson, R.F., and Fifer, S.T. (2000). Predicting ecologically important vegetation variables from remotely sensed optical/radar data using neuronal networks. *Artificial Neuronal Networks*, pp: 31-44.

- Kimes, D. S., Nelson, R. F., Manry, M. T., and Fung, A. K. (1998). Attributes of neural networks for extracting continuous vegetation variables from optical and radar measurements. *International Journal of Remote Sensing*, vol.19, pp: 2639–2663.
- Lacaze, R. (2005). POLDER-2 Land surface level 3 products. User manual and product validation. Toulouse Medias/CNES. 70p.
- Le Hégarat-Masclé, S., Zribi, M., Alem, F., Weisse, A. (2002). Soil moisture estimation from ERS/SAR data: Toward an operational methodology. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.40(12), pp: 2647–2658.
- Leshno, M., Ya Lin, V., Pinkus, A., and Shocken, S. (1993). Multilayer feedforward networks with non polynomial activation function can approximate any function. *Neural Networks*, vol.6, pp: 861–867.
- Le Toan, T., (1982). Active microwave signatures of soils and crops: Significant results of three years of experiments. In Proc. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Munich, Germany, Jun. vol.1(4), pp: 25–32.
- Lili-chabaane, Z., (2012). Note de cours de Télédétection. Chapitre 5 : Propriétés optiques des objets signatures. Institut National Agronomique de Tunisie, 19pp.
- Lloyd, D. (1990). A phenological classification of terrestrial vegetation cover using shortwave vegetation index imagery. *International Journal of Remote Sensing*, vol.11, pp: 2269–2279.
- Lobell, D.B., Ortiz-Monasterio, J.I., Addams, C.L., and Asner, G.P. (2002). Soil, climate, and management impacts on regional wheat productivity in Mexico from remote sensing. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol.114, pp: 31-43.
- Malingreau, J.-P. (1986). Global vegetation dynamics: satellite observations over Asia. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 9, pp: 1121– 1146.
- Mathieu, R., Pouget, M., Cervelle, B., and Escadafal, R. (1998). Relationships between satellite-based radiometric indices simulated using laboratory reflectance data and typic soil color of an arid environment. *Remote Sensing of Environment*, vol.66, pp: 17-28.
- Merlin O., Chehbouni A., Kerr Y., Njoku E. and Entekhabi D., (2005). A combined modeling and multi-spectral/multi-resolution remote sensing approach for disaggregation of surface soil moisture: application to SMOS configuration. *IEEE Transaction on Geosciences and Remote Sensing*, vol.43(9), pp : 2036-2050.
- Myneni, R.B., Los, S.O., Tucker, C.J. (1996). Satellite-based identification of linked vegetation index and sea surface temperature anomaly areas from 1982 to 1990 for Africa, *Australia and South America. Geophysical. Research. Letters*. Vol. 23, pp: 729-732.
- Myneni, R.B., Keeling, C.D., Tucker, C.J., Asrar, G., and Nemani, R.R. (1997). Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, vol. 386, pp: 698-702.
- Nagler, P.L., Daughtry, C.S.T., and Goward, S.N. (2000). Plant litter and soil reflectance. *Remote Sensing of Environment*, vol.71, pp: 207-215.
- Ogilvy, O., (1991). Theory Of Wave Scattering from Random Rough Surfaces, Adam Hilder.
- Oh, Y., Sarabandi, K. and F. T. Ulaby (1992). An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surface, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol.30(2), pp: 370–381.
- Paloscia, S., Macelloni, G., Santi, E., Koike, T. (2001). A multifrequency algorithm for the retrieval of soil moisture on a large scale using microwave data from SMMR and SMM/I Satellite. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.39(8), pp: 1655– 1666.
- Paris Anguela, T., Zribi, M., Baghdadi, N., Loumagne, C., (2010). Analysis of local variation of soil surface parameters with TerraSAR-X radar data over bare agricultural fields. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 48 (2), pp: 874-881.

- Pettorelli, N., Vik, J. O., Mysterud, A., Gaillard, J. M., Tucker, C. J., & Stenseth, N. C. (2005). Using the satellite-derived NDVI to assess ecological responses to environmental change. *Trends in Ecology and Evolution*, vol.20, pp: 503–510.
- Prandtl, L., (1925). Ueber die ausgebildete Turbulenz. *Z. angew. Math. U. Mech.*, vol.5, 125pp.
- Propastin, P., Kappas, M. (2009). Modeling net ecosystem exchange for grassland in Central Kazakhstan by combining remote sensing and field data. *Remote Sensing*. Vol.1, pp: 159-183.
- Quesney, A., Le Hégarat-Masclé, S., Taconet, O., Vidal-Madjar, D., Wigneron, J. P., Loumagne, C., et al. (2000). Estimation of watershed soil moisture index from ERS/SAR data. *Remote Sensing of Environment*, vol.72(3), pp: 290– 303.
- Reed, B. C., Brown, J. F., VanderZee, D., Loveland, T. R., Merchant, J. W., Ohlen, D. O. (1994). Measuring phenological variability from satellite imagery. *Journal of Vegetation Science*, vol.5, pp: 703– 714.
- Rakotoarivony, L., (1995). Validation de modèles de diffusion électromagnétique: Comparaison entre simulations et mesures radar hélicoptère sur des surfaces agricoles de sol nu. *Thèse de doctorat, Université de Caen*. 170pp.
- Richardson, A.J., C.L. Wiegand, D.F. Wanjura, D. Dusek and J.L. Steiner (1992). Multisite analyses of spectral-biophysical data for sorghum. *Remote Sensing of Environment*, vol.41, pp: 71-82.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., and Deering, D.W. (1973). Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In : *3rd Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium*, pp: 309-317.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., Deering, D.W., and Harlan, J.C. (1974). Monitoring the vernal advancement and retrogradation (greenwave effect) of natural vegetation. *NASA/GSFC Type III Final Report*, Greenbelt, Md., pp. 371.
- Scotford, I.M., and Miller, P.C.H. (2005). Applications of spectral reflectance techniques in Northern European cereal production: A review. *Biosystems Engineering*, vol.90, pp: 235-250.
- Sellers, P.J. (1985). Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, vol.6, pp: 1335-1372.
- Shabou, M. (2010). Suivi de l'état hydrique du couvert végétal par télédétection spatiale sur le site semi-aride de Merguellig (Tunisie centrale). *Mémoire de Mastère recherche de l'Institut National agronomique de Tunisie*, 76p.
- Schmugge T J, Jackson T J (1994). Mapping soil moisture with microwave radiometers. *Meteorol Atmos Phys*, vol.54, pp: 213–223.
- Taconet, O., Vidal-Madjar, D., Emblanch, C., Normand, M. (1996). Taking into account vegetation effects to estimate soil moisture from C-band radar measurements. *Remote Sensing of Environment*, vol.56, pp: 52– 56.
- Thom, A.S., (1975). Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quartely Journal of The Royal Meteorological Society*, vol. 98, pp: 124-134.
- Thom, A.S., (1975). Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In : Monteith, J.L. (Ed.), *Vegetation and the Atmosphere*. Academic Press.
- Tieszen, L. L., Reed, B. C., Bliss, N. B., Wylie, B. K., DeJong, D. D. (1997). NDVI, C3 and C4 production, and distributions in Great Plains grassland land cover classes. *Ecological Applications*, vol.7, pp: 59– 78.
- Topp, G.C., Annan, J.L., Davis, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, vol.16, pp: 574–582.
- Ulaby, F.T., Batlivala, P.P., Dobson, M.C., (1978). Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture: Part I – Bare soil. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-16 (4), pp: 286-295.
- Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K., (1982). Microwave remote sensing active and passive vol. 2. *Radar remote sensing and surface scattering and emission theory*, New York : Adison-Wisley.

- Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A.K., (1986). *Microwave Remote Sensing, Active and Passive, From Theory to Applications*. Artech House, Inc., 685 Canton Street, Norwood, MA 02062, vol. 3 Boston, MA, p. 1098.
- Wang J. and Schmugge T.J., 1980. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 18, pp: 288-295.
- Wagner, W., Noll, J., Borgeaud, M., and Rott, H. (1999a). Monitoring soil moisture over the Canadian Prairies with the ERS scatterometer, *IEEE Geoscience and Remote Sensing*, vol.37a, pp: 206–216.
- Wagner, W., Lemoine, G., Borgeaud, M., and Rott, H. (1999b). A study of vegetation cover effects on ERS scatterometer data, *IEEE Geoscience and Remote Sensing*, vol.37b, pp: 938–948.
- Wagner, W., Lemoine, G., and Rott, H. (1999c). A method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data, *Remote Sensing of Environment*, vol.70, pp: 191–207.
- Wang, J., Hsu, A., Shi, J. C., O’Neil, P., Engman, T. (1997). Estimating surface soil moisture from SIR-C measurements over the Little Washita River watershed. *Remote Sensing of Environment*, vol.59, pp: 308–320.
- Wardley, N.W. and Curran, P.J., 1984: The estimation of green leaf area index from remotely sensed airborne multispectral scanner data. *International Journal of Remote Sensing* , vol5, pp: 671-679.
- Warren-Wilson, J., (1959). Analysis of the spatial distribution of foliage by two-dimensional point quadrats. *New Phytologist*, vol.58, pp: 92–101.
- Watson, D.J.,(1947). Comparative physiological studies in the growth of field crops. I. Variation in net assimilation rate and leaf area between species and varieties, and within and between years. *Annals of Botany*, vol.11, pp: 41–76.
- Weiss, M., Baret, F., Leroy, M., Hautecoeur, O., Bacour, C., Prévot, L., et al. (2003). Validation of neural net techniques to estimate canopy biophysical variables from remote sensing data. *Agronomie*, vol.22, pp: 547–554.
- Zribi, M., Dechambre, M., (2002). A new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from C-band radar data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 84, pp: 42–52.
- Zribi, M., Le Hegarat-Masclé, S., Ottlé, C., Kammoun, B., and Guerin, C. (2003). Surface soil moisture estimation from the synergistic use of the (multi-incidence and multi-resolution) active microwave ERS Wind Scatterometer and SAR data, *Remote Sensing of Environment*, vol.86, pp: 30–41.
- Zribi M., Saux-Picart S., André C., Descroix L., Ottlé O. and Kallel, A., (2006). Soil moisture mapping based on ARSAR/ENVISAT radar data over a Sahelian site, *International Journal of Remote Sensing*, vol.28(16), pp: 3547-3565
- Zribi, M., C. André, and B. Decharme (2008), A method for soil moisture estimation in Western Africa based on the ERS scatterometer, *IEEE Geoscience and remote sensing*, vol.46, pp: 438–448, doi:10.1109/TGRS.2007.904582.
- Zribi, M., Chahbi, A., Shabou, M., Lili-Chabaane, Z., Duchemin, B., Baghdadi, N., Amri, R., Chehbouni, A., (2011). Soil surface moisture estimation over a semi-arid region using ENVISAT ASAR radar data for soil evaporation evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences*., vol.15(1), pp : 345-358.
- Zribi, M ; Kotti, F ; Lili-Chabaane, Z ; Baghdadi, N ; Ben Issa, N ; Amri, Duchemin, B.; Chehbouni, A. (2012). Soil Texture Estimation Over a Semiarid Area Using TerraSAR-X Radar Data: *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, vol.9(3), pp: 353-357.

Chapitre II. Région d'étude et données utilisées

Introduction

Ce chapitre s'articule en deux parties. La première partie est consacrée à la description de la région d'étude à savoir les caractéristiques morphologiques, géologiques et hydrologiques. Dans une deuxième partie, on présente les différents jeux de données expérimentales et satellitaires qui ont été collectés et utilisés au cours de ce travail de thèse. On exposera également l'approche utilisée pour établir la carte d'occupation du sol à basse résolution.

II-1 Présentation de la plaine de Kairouan

II-1-1 Cadre géographique

La zone d'étude est située dans la plaine de Kairouan localisée au centre de la Tunisie. La plaine de Kairouan est une large cuvette de 100 km de longueur (Nord-Sud) et de 40 Km de large (Est-Ouest). C'est une plaine à basse altitude (inférieure à 100 m), en forme de cuvette criblée de dépressions fermées, des sebkhas servant de niveau de base aux oueds de la région. Elle est entourée par les collines du Sahel à l'Est et par des montagnes à l'Ouest (Jebel Ouesslat, Jebel Cherichira, Jebel Touila) (Bouzaiane et Lafforgue, 1986).

Deux cours d'eau majeurs alimentent la plaine de Kairouan : il s'agit des Oued Merguellil au Nord et Zeroud plus au sud dont les bassins versants s'étendent respectivement sur 1200 et 8600 km². En plus des eaux de ces deux importants oueds, la plaine de Kairouan recueille les eaux des oueds Nebhana, El Alam, Zahem et Boghal. L'exutoire naturel de la plaine est Sabkhet el Kalbia vers où l'Oued Ataf draine les eaux de crue des environs de la ville de Kairouan (Bouzaiane et Lafforgue, 1986).

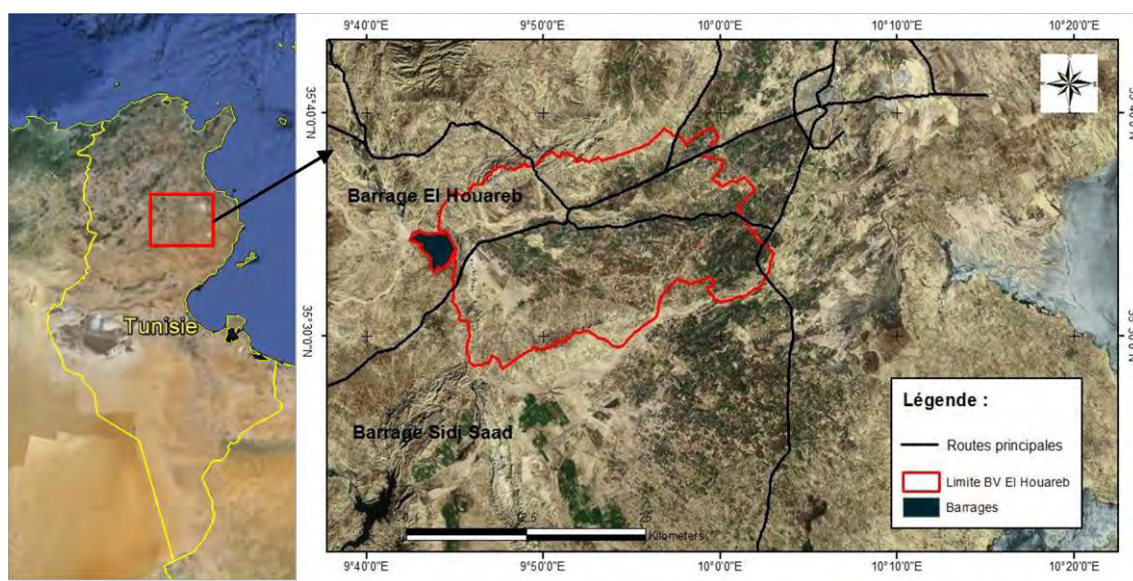


Figure II.1. Localisation du site d'étude

Pour lutter contre la menace chronique de ces immenses apports d'eau en cas de crue (exemple des précipitations de 703 mm pour l'année hydrologique 1969 – 1970), et pour une meilleure gestion des ressources hydrauliques de la région, l'état tunisien a opté pour la construction de deux barrages, celui de Sidi Saad sur le lit de l'Oued Zeroud en 1981 et celui d'El Houareb sur le lit de l'Oued Merguellil en 1989.

Par ailleurs, l'accroissement continu de la population occupant la plaine (564 900 habitants recensés en 2011), les prélèvements depuis la ressource en eau dépassent, de plus en plus, les apports naturels. La nappe phréatique de la plaine de Kairouan est fortement sollicitée pour l'irrigation ainsi que pour l'alimentation en eau potable. Ce réservoir aquifère d'importance régionale subit une pression anthropique accrue par une surexploitation des ressources.

II-1-2 Cadre climatique

De part sa position géographique, la Tunisie se trouve dans une zone d'interférence climatique selon les saisons, elle est influencée, en alternance, soit par les perturbations du front polaire, soit par les processus stabilisateurs des déserts tropicaux (Henia, 1993). La région de la Tunisie centrale, se situe à mi-distance entre le bassin occidental de la méditerranée au Nord et le plein désert, au Sud. De ce fait, le bassin du Merguellil, à cause de sa position dans la région des basses steppes de la Tunisie centrale, se trouve soumis aux influences simultanées, d'une part, de la zone à tendance humide caractérisée par l'effet de la méditerranée à vents humides, et d'autre part de la zone présaharienne caractérisée par l'effet des masses sahariennes sèches et humides. Toutefois et en raison de sa topographie, ce bassin paraît plus ouvert sur le Sud que sur le Nord. La plaine de Kairouan fait donc partie des régions caractérisées par un climat semi-aride.

II-1-2-1 Pluviométrie

En Tunisie centrale, la saison des pluies s'étend du mois de septembre jusqu'au mois d'avril, en été les pluies sont quasi absentes. Les précipitations sont constituées essentiellement de pluie, les rosées et les brouillards étant négligeables en raison de la sécheresse quasi-permanente de l'atmosphère. Au niveau de la région de Kairouan, la pluviométrie moyenne annuelle est de 400 mm/an sur les hauteurs et l'amont des bassins versants des oueds et de 300 mm/an dans la plaine.

Figure II.2-a illustre la forte variabilité temporelle des précipitations annuelles enregistrées sur quelques stations de la plaine sur la période de 1984 à 2010 (avec une valeur moyenne de 300 mm et un écart-type entre les années de 230 mm). Dans cette figure, nous avons utilisé les

années hydrologiques, qui couvrent de septembre à août. 2000-2001 a été l'année hydrologique la plus sèche, avec un total de précipitations de 170 mm. L'année hydrologique la plus humide a été 1989-1990, avec 560 mm de précipitations annuelles. Les précipitations moyennes mensuelles sont présentées dans la figure II.2-b.

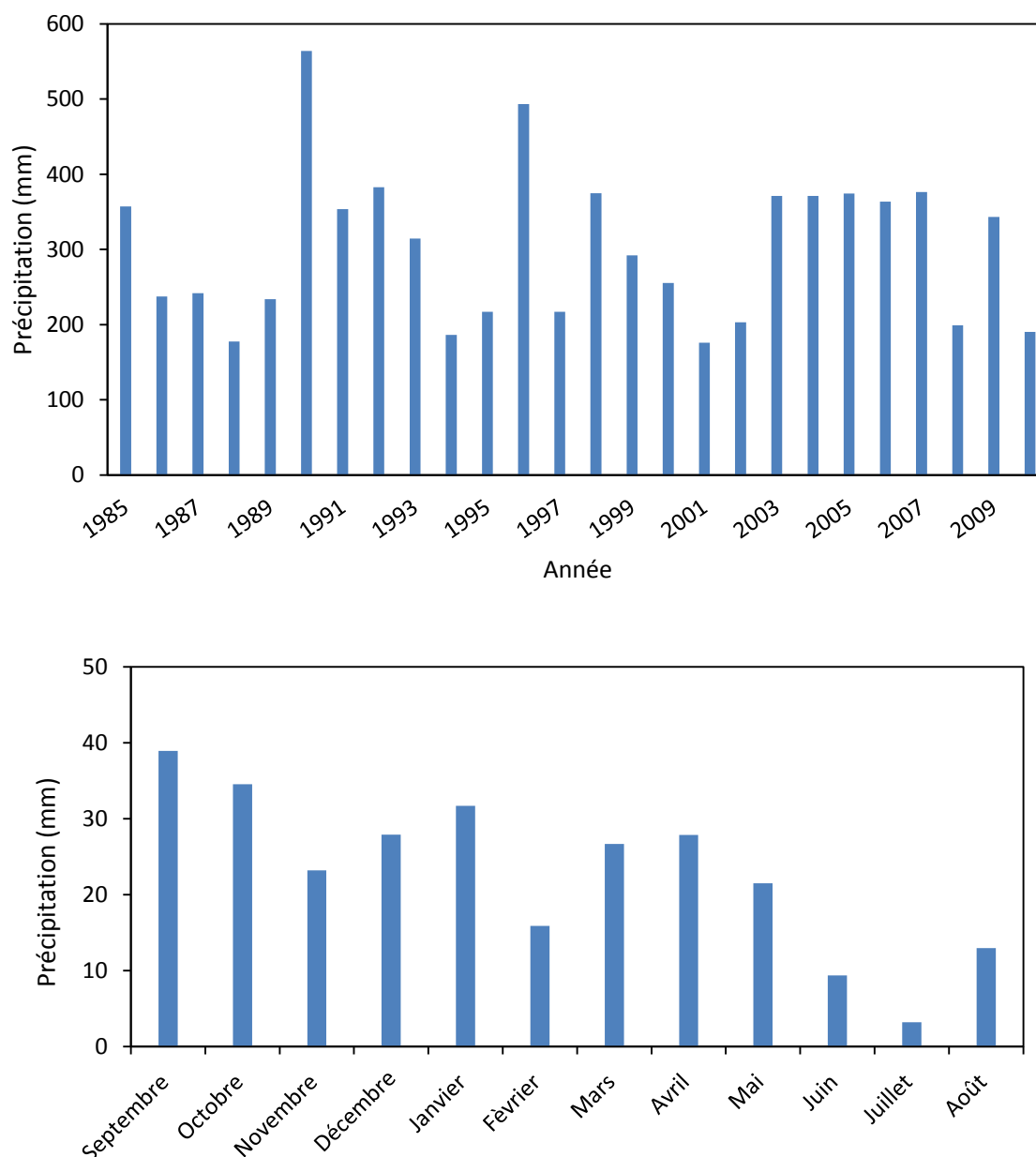


Figure II.2: a) Variations des précipitations au cours de la période 1984-2010 ; b) Répartition moyenne mensuelle des précipitations au cours de la période (1984-2010).

II-1-2-2 Température

En analysant les données de température de la station de Kairouan pendant les 25 dernières années (1985-2010) (Figure II.3), on constate que la température moyenne mensuelle oscille entre les valeurs 11°C et 30°C. Généralement les mois les plus froids sont décembre, janvier

et février avec des températures moyennes mensuelles inférieure à 15°C. Les mois les plus chauds sont les mois de juillet et août avec une température moyenne de l'ordre de 30°C. Cette variation de la température justifie l'aridité du climat.

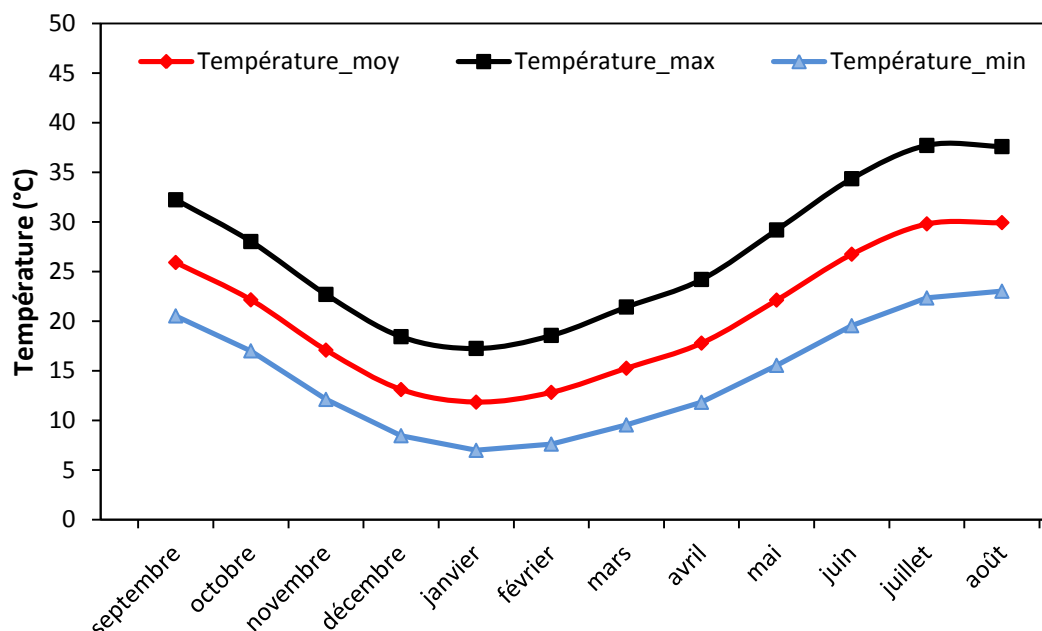


Figure II.3 : Variation des températures de 1985 à 2010.

II-1-2-3 Humidité relative

L'humidité relative moyenne mensuelle de la région oscille entre 55% et 70% pendant la saison froide et entre 40% et 55% pendant la saison chaude. Le climat se trouve donc moyennement sec de septembre à avril et très sec de mai à août, ce qui explique la limpidité atmosphérique (Bouzaiane et Lafforgue, 1986).

II-1-2-4 Vent

Le vent dominant souffle du secteur nord et nord-ouest en hiver et du secteur sud et sud-ouest en été. Les vents sont généralement faibles (vitesse inférieure à 50 km/h). Deux vents caractéristiques de la région sont à signaler : le sirocco est un vent chaud et sec d'origine saharienne, souvent accompagné de sable. Il souffle entre les mois d'avril et de septembre (entre 20 et 55 jours par an) et provoque d'importantes hausses de température pouvant atteindre 50°C. Le jebbali est un vent froid d'hiver. Il prend naissance sur les massifs algériens (Bouzaiane et Lafforgue, 1986). A la station météorologique de Kairouan, les cumuls journaliers de la vitesse du vent ont été mesurés sur la période 1985-2010. Ils indiquent une moyenne interannuelle de 10,2 km/h. Les moyennes des maximum et minimum mensuels sont respectivement égaux à 16,5 et 7,5 km/h.

II-1-2-5 Insolation

L'insolation varie surtout en fonction de la latitude et de la saison, des facteurs comme la brume, la nébulosité, le brouillard et les poussières agissent négativement sur les durées d'insolation. La durée d'insolation est à son maximum au mois de juillet et elle est minimale vers le mois de janvier (figure II.4).

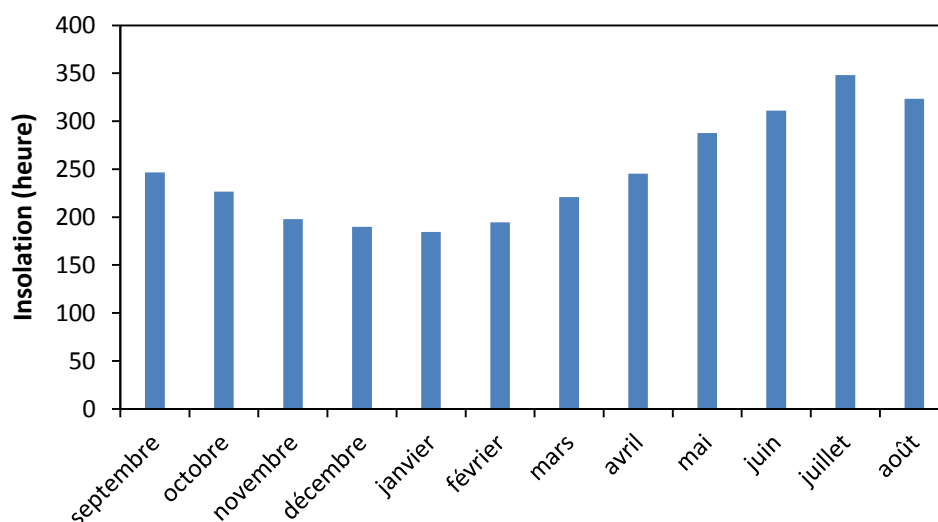


Figure II.4 : Durée d'insolation en heures (1990-2001).

II-1-3 Les ressources en eaux de la zone d'étude

II-1-3-1 Hydrologie des eaux de surface

L'Oued Zeroud, le plus important oued de la région, draine un vaste bassin de 8600 km², tout en assurant le recueil des eaux de surface de la majeure partie de la Tunisie centrale depuis la frontière tuniso – algérienne. Les oueds Hathob et Hatab sont les principaux affluents de l'Oued Zeroud. L'Oued Hathob constitue la branche Nord et s'étend sur 112 km (Bouden, 1995) depuis les massifs de Jebels Sellaz et Semda (à l'Ouest de Sidi Saâd) jusqu'à la confluence, avec un bassin versant couvrant une superficie de 3000 km². La branche Sud ou Oued Hatab s'étend sur 200 km et prend naissance à la frontière tuniso-algérienne et son bassin versant a une superficie de 5000 km². Au niveau de Sebkhet el Bhira, l'Oued Zeroud constitue avec ses affluents un bassin de type endoréique, d'une superficie de 75 km² (Mansouri, 1980) assurant ainsi le drainage des eaux provenant des Jebels Touila et Hallouf au Nord et de la terminaison nord de Jebel Siouf à l'Est. Lorsque de grandes crues se produisent, généralement pendant les mois de septembre, octobre ou avril, les eaux de l'oued Zeroud inondaient une grande partie de la plaine de Kairouan, surtout sa rive méridionale, affectant ainsi une bande large d'une dizaine de km et d'une vingtaine de km de longueur.

Cependant, pour protéger la ville de Kairouan et en même temps pour une meilleure mobilisation des eaux de surface, il a été décidé, dès les crues exceptionnelles de 1969, de construire le barrage de Sidi Saad afin de stocker les eaux de l'oued Zeroud avec une capacité maximale de 1993 Mm³ (Adjili et Chadly, 1995). Depuis sa mise en eau et jusqu'à 1998, le barrage de Sidi Saad a subi cinq déversements intéressant des volumes plus ou moins importants, le déversement le plus important est celui de l'année hydrologique 1989-1990, qui a évacué environ 60 Mm³ d'eau.

L'oued Merguellil s'écoule grossièrement d'Ouest en Est et longe la plaine de Kairouan en un lit très large et instable, son cours principal s'étend depuis le haut plateau de Makthar jusqu'au barrage d'El Houareb (Bouzaiane et Lafforgue, 1986).

En sa partie Nord-Est, le bassin versant de l'oued Merguellil est accolé à celui de l'oued Zeroud, tandis que sa superficie (1200 km²) comparée à celle d'oued Zeroud (8600 km²) apparaît comme beaucoup plus réduite. Ce bassin a une forme presque triangulaire, la base étant à l'aval, le cours d'eau principal draine la majeure partie du bassin, les affluents de quelque importance étant tous en rive droite, sauf l'oued Cherichira tout à fait à l'aval.

Le bassin versant de Merguellil constitue pour la plaine de Kairouan à la fois un bienfait lorsque ses crues sont maîtrisables et utilisables (digues de Bled el Aksane et barrage d'El Houareb mis en eau en 1989) et une véritable menace de part sa proximité de la ville de Kairouan et ses différents bras qui encerclent la ville (Bouzaiane et Lafforgue, 1986). Le barrage d'El Houareb est construit juste à l'embouchure de l'oued Merguellil dans la plaine de Kairouan. Sa capacité maximale est de 212 Mm³ à la côte des plus hautes eaux de 225 m. Sa digue principale est longue de 2070 m. Ce barrage est doté d'un évacuateur de crue en béton armé de 40 m de long (SNC, 1982a,b).

II-1-3-2 Ressources en eau souterraines

Selon Castany (1968), Besbes (1975, 1976), Chaieb (1988) et Mansouri (1995 ; 1997), le système aquifère de la plaine de Kairouan, considéré comme le réservoir le plus important de la Tunisie centrale (3000 km² environ), loge plusieurs aquifères empilés les uns sur les autres et communiquant le plus souvent entre eux.

Le bassin endoréique d'oued Zeroud est alimenté depuis la surface principalement par les crues d'oued Zeroud et de l'oued Merguellil, et accessoirement par leurs affluents et par les piedmonts des reliefs de bordure (recharge de type localisée). La décharge de la nappe s'effectue vers les sebkhas où les niveaux piézométriques sont sub-affleurants (profondeur de l'ordre de 5 m) où les eaux sont soumises à une forte évapotranspiration (décharge naturelle).

Par le suivi de l'historique des travaux s'intéressant à l'hydrogéologie de la plaine de Kairouan, nous proposons un inventaire des différentes interprétations de la structure du système aquifère en question.

Les apports moyens pour la nappe phréatique de la plaine de Kairouan sont évalués à environ 25.2 Mm³ alors que les exploitations (47,4 Mm³) leurs dépassent largement. La plaine de Kairouan est l'une des zones agricoles les plus importantes en Tunisie (plus de 12000 puits de surface et forages). Le nombre de forages augmente continuellement surtout après la révolution (janvier 2011), on assiste à la présence des forages illicites. Cet essor des prélèvements sur l'aquifère a été à l'origine de sa surexploitation (figure II.5). La surexploitation des aquifères est perceptible à travers une baisse généralisée du niveau piézométrique, de 0.25 à 1 m par an pour les deux dernières décennies et un rabattement moyen annuel de l'ordre de 0.30 m pour la période 1995-2007.

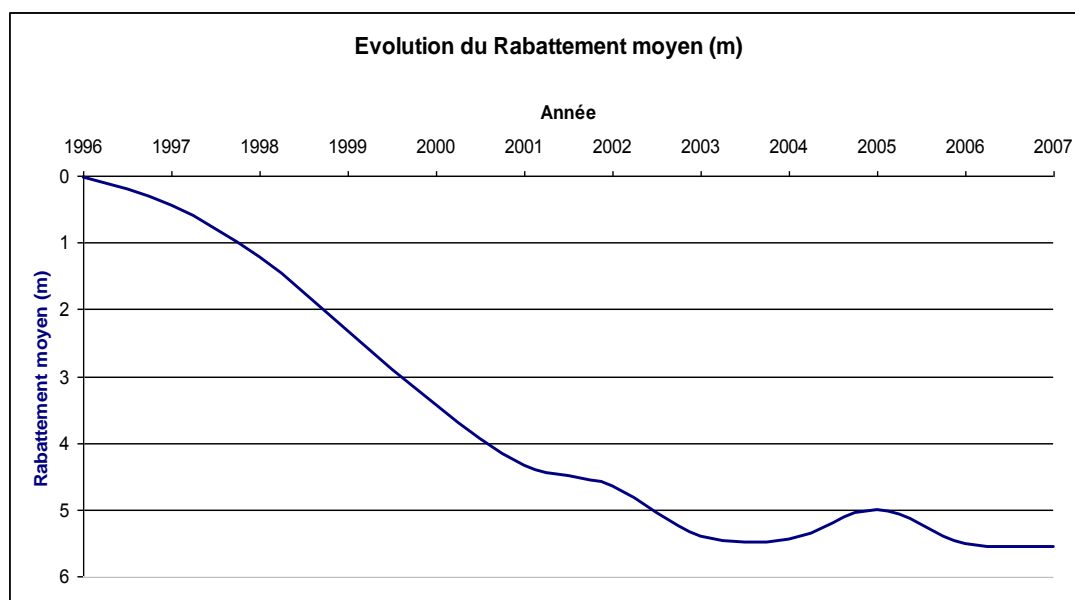


Figure II.5 : Variation du rabattement moyen à l'aval du barrage (1995-2007)

(Source : Leduc *et al.*, 2007)

Les prélèvements sont destinés à l'irrigation à raison de 80%. Les agriculteurs irrigants reçoivent l'eau soit dans des périmètres d'irrigation desservis par forages collectifs, soit par des puits individuels. Ces derniers sont les plus gros préleveurs au total et demeurent pourtant très mal connus. En dehors des périmètres collectifs irrigués, où l'eau est payée au gestionnaire, les agriculteurs ne payent que leurs propres coûts d'investissement et d'exhaure, ce qui rend difficile l'instauration d'un prix de l'eau pour gérer la demande.

Pour tenter d'enrayer la surexploitation, les autorités ont d'abord intervenu sur l'offre à travers la gestion des barrages qui stockent les écoulements des oueds alimentant le système, puis sur

la demande, en instaurant une "zone de sauvegarde" censée contraindre la construction de nouveaux captages, depuis 1991. Mais dans les faits, la nappe de Kairouan demeure une ressource collective en accès libre : la réglementation restrictive n'est pas respectée et les puits continuent de proliférer surtout après la révolution (janvier 2011). L'outil réglementaire est d'autant plus difficile à appliquer que la police des eaux est assurée par l'institution chargée du développement régional (CRDA : Commissariat Régional de Développement Agricole).

II-2 Données expérimentales

Dans la plaine de Kairouan, les données climatiques ont été collectées par le réseau de stations pluviométriques (une trentaine de pluviomètres) et météorologiques (deux stations uniquement). Ce réseau a été considérablement renforcé en fin 2010 par deux stations météorologiques complètes dans le cadre du programme de recherche SUDMED. Les données météorologiques (température de l'air, vitesse du vent, rayonnement global et humidité de l'air) nous ont servi à calculer l'évapotranspiration de référence. Certaines de ces données sont spatialisées sur la plaine en utilisant des algorithmes géostatistiques. Pour chaque saison, on s'intéresse aux données journalières de septembre à août.

II-2-1 Précipitations

Le réseau de stations pluviométriques comporte 36 stations réparties sur la zone d'étude (voir figure II.6). Les données de précipitations disponibles couvrent largement la période d'étude 1998-2010. Les noms des stations pluviométriques sont précisés en annexe 1.





Figure II.6 : a) Photo d'une station pluviométrique ; b) Réseau des stations pluviométriques, climatiques et thétaprobe existant sur la plaine de Kairouan

II-2-1-1 Fiabilité des données

Une analyse préliminaire des données a révélé que certaines stations étaient mal maintenues (absence de pluie sur des longues périodes au cours desquelles il y a eu des événements de précipitation généralisés). Pour vérifier la fiabilité des données, nous avons comparé les stations deux à deux, chaque station étant comparée à sa plus proche « voisine ». Cette comparaison a été effectuée sur des cumuls avec un pas de temps d'un jour.

Discutons à titre d'exemple le cas des deux stations de barrage Sidi Saad et Sidi Saad jaugeage qui sont distantes de 400 m. La comparaison de ce cas a permis de détecter certaines anomalies qui peuvent être liées à la collecte de données (figure II.7). La corrélation au pas du temps journalier est faible (coefficient R^2 de l'ordre de 0.55) et il n'y a pas de biais notable. Les cumuls annuels des deux stations sont cohérents, avec un écart maximal en 2002-2003 de l'ordre de 80 mm. Cet écart peut être expliqué en partie par la variabilité spatio-temporelle des précipitations, qui est en particulier forte dans la période de transition entre la saison humide et la saison sèche (caractère orageux des pluies). Il peut être également expliqué par un dysfonctionnement au niveau de l'une des deux stations. Pour remédier à ce problème, on a utilisé la moyenne des deux stations dans le procédé de spatialisation.

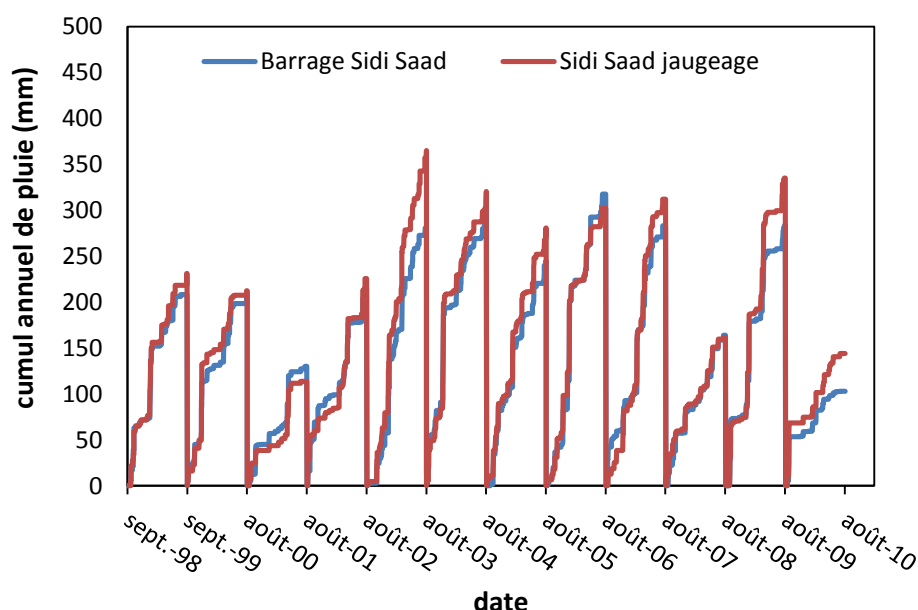


Figure II.7: Exemple de comparaison entre la station de pluviométrie de Barrage Sidi Saad et Sidi Saad jaugeage (1998-2010)

Au total, nous avons réduit le nombre de stations pluviométriques à 30 stations en ne gardant que celles qui ne présentent pas de dysfonctionnement.

II-2-1-2 Spatialisation des précipitations

Pour obtenir des champs de pluie régulièrement distribués dans l'espace et le temps, nous avons testé deux méthodes d'interpolation géostatistiques: le krigeage (Krige, 1951) et la méthode (*IDW*: « *Inverse Distance Weighted* », Shepard 1968 ; Amrhar, 2004; El Karouni et Koraichi, 2005). Les deux méthodes donnent des estimations de cumuls annuels des précipitations comparables. Nous avons opté pour la méthode *IDW* de part sa facilité de mise en œuvre et d'autre part le nombre élevé de stations de mesures de pluviométrie.

La méthode *IDW* détermine les valeurs en chaque nœud de la grille par une combinaison linéaire des valeurs des points d'observations, sous l'hypothèse que l'influence d'un point d'observation diminue linéairement avec la distance qui le sépare du nœud considéré (Eq. II.1). Les facteurs de pondération (W_i) sont compris entre 0 et 1 et leur somme est égale à 1. Quand l'observation coïncide avec le nœud, le facteur de pondération est 1, et le poids des autres est nul. Une conséquence est la génération de bulle (en anglais *bull's eye*) autour de la position observée si l'observation diffère fortement des observations situées à proximité

$$P(x, y) = \sum_{i=1}^n w_i P_i \quad (\text{Eq. II.1})$$

Avec

P_i : valeur des précipitations de la station i ;

w_i : facteur de pondération pour la station i (Eq. II.2);

n : nombre de stations de pluviométrie les plus proches du point à interpoler. Ce nombre est fixé au préalable par l'utilisateur, dans notre cas, nous l'avons fixé à 20 ;

x, y : coordonnées du noeud (point de grille) considéré.

$$w_i = \frac{\left[\frac{R - h_i}{R \times h_i} \right]^2}{\sum_{j=1}^n \left[\frac{R - h_j}{R \times h_j} \right]^2} \quad (\text{Eq. II.2})$$

Avec

R : Maximum de h_i (dans notre exemple $R=h_3$, figure II.8)

$h_i = \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2}$ est la distance euclidienne entre le point à interpoler X et la station i .

(x, y) et (x_i, y_i) représentent respectivement les coordonnées du nœud et les coordonnées de la station pluviométrique i .

X : Point à interpoler

X : Station de pluviométrie

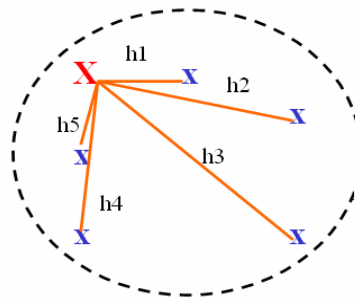


Figure II.8 : Calcul du facteur de pondération dans la méthode « Inverse Distance Wighted »

(Benhadj, 2008).

Cette méthode a été appliquée aux données journalières de précipitations de septembre 1998 à août 2010 à la résolution spatiale des images satellites du capteur SPOT-VEGETATION (1 km). Le résultat final est une série journalière de cartes des précipitations sur la plaine du Kairouan pour les treize saisons agricoles étudiées.

On présente en Figure II.9 les cartes de cumuls annuels des précipitations en mm de l'année la plus humide et celle la plus sèche de toute la série de données (de septembre à août) ainsi générées. L'analyse de ces données montre que la saison 2000-2001 est très sèche avec un cumul de précipitations annuel autour de 150 mm/an alors que l'année 2003-2004 est l'année

la plus humide durant la dernière décennie avec un cumul de précipitation annuel autour de 400 mm/an.

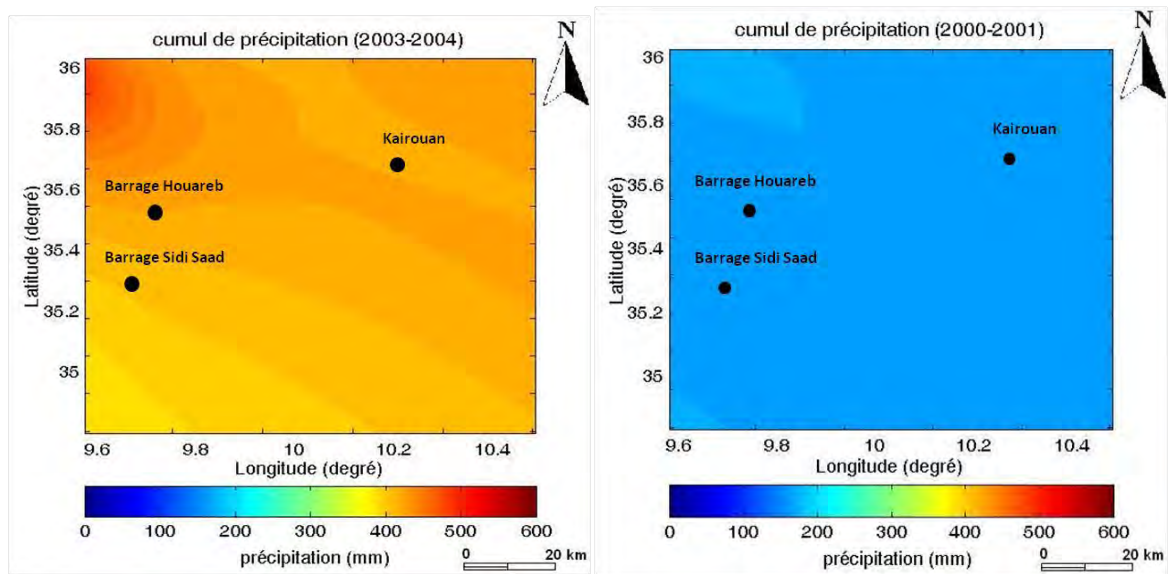


Figure II.9.b: cumuls annuels des précipitations en plaine de Kairouan (saison agricole 2000-2001 et 2003-2004)

II-2-2 Evapotranspiration de référence ET₀

II-2-2-1 Stations météorologiques

En termes d'instrumentation du site d'étude, trois stations climatiques complètes ont été installées sur trois parcelles tests (sol nul, orge et olivier pluvial). Les mesures sont effectuées à deux mètres de hauteur. Ces stations (automatiques) mesurent : les précipitations, la température de l'air, l'humidité relative, la pression atmosphérique, la direction et la vitesse du vent et les radiations solaires, au pas de temps demi-horaire. La première station installée est fonctionnelle depuis octobre 2010 (figure II.10).



Figure II.10 : Station climatique installé sur une parcelle de sol nu.

II-2-2-2 Définition et données disponibles

L'évapotranspiration de référence ET_0 , définie comme l'évapotranspiration d'un gazon non stressé ayant des caractéristiques biophysiques (indice foliaire, hauteur, taux de couverture), traduit la « demande climatique », c'est-à-dire le pouvoir évaporant de l'atmosphère. Elle est nécessaire au calcul de l'évapotranspiration réelle à partir de coefficients culturaux. Elle a été calculée et spatialisée à partir de valeurs collectées par deux stations météorologiques (Station de Chébika et station de Kairouan). Ces deux stations climatiques sont gérées par l'INM (Institut National météorologique), donc ils ne sont pas en libre accès. Nous avons pu récupérer 2 saisons agricoles seulement de ces données. Les données climatiques manquantes (vitesse du vent, humidité relative et température de l'air) sont récupérées au pas de temps journalier (INM : Institut National de Météorologie). En termes de rayonnement global, nous avons utilisé les données Météosat qui sont extraites du serveur SoDa (Solar radiation Databases for environment, <http://www.soda-is.com>) mis en place par l'Ecole Nationale Supérieure des Mines.

Les données de rayonnement global sont disponibles de janvier 1985 à décembre 2005, au pas de temps journalier et avec une résolution spatiale de 20 km. La précision de ces données en terme de $RMSE$ relatif calculé sur 60 sites européen et 30 sites africains de juillet 1995 à juin 1996, est de 24% pour les données horaires, 18% pour les quotidiennes, 13% pour les décadaires et 12% pour les mensuelles (Wald, 2000).

II-2-2-3 Calcul de l' ET_0

Le concept de l'évapotranspiration de référence ET_0 a été introduit pour étudier la demande évaporative de l'atmosphère indépendamment du type du couvert végétal et des pratiques de gestion. Devant la difficulté à respecter les conditions standards pour le calcul de ET_0 , des méthodes empiriques ou semi-empiriques ont été développées pour estimer l'évapotranspiration de référence à partir de différentes variables climatiques. Ces formules empiriques peuvent être classées en trois groupes : les méthodes de température (Blaney and Criddle, 1950; Hargreaves and Samani, 1985), les méthodes de radiation (Makkink, 1957; Turc, 1961; Priestly and Taylor, 1972) et les méthodes combinées (Penman, 1948; Allen *et al.*, 1998). La plupart de ces relations sont obtenues et ensuite testées pour des zones particulières ou pour une culture donnée. Cependant, leur extrapolation à d'autres conditions climatiques nécessite parfois des ajustements afin qu'elles soient adaptées aux conditions locales. Leur utilisation est basée sur plusieurs considérations comme le type du climat et la disponibilité des paramètres nécessaires. L'utilisation de formules empiriques non adéquates peut surestimer ou sous estimer les besoins en eau des cultures (Saeed, 1986; Jensen *et al.*, 1990 ; Kashyap and Panda, 2001; Droogers and Allen, 2002).

Penman (1948) fut le premier à proposer un modèle combinant la théorie aérodynamique et les bilans d'énergie pour le calcul de l'évapotranspiration. Ces types de modèles, dit combinés, ont une signification physique bien définie puisqu'ils prennent en compte à la fois les propriétés de la canopée et les conditions météorologiques. La formule de Penman-Monteith (1981) dérive de l'équation de Penman originale et forme l'approche la plus complète du processus d'évapotranspiration puisqu'il a l'avantage d'inclure la physiologie de la plante par l'intermédiaire de la résistance de surface. Le choix de calcul de l'évapotranspiration de référence a porté sur cette formule. Cette formule brute se présente comme suit :

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (\text{Eq. II.3})$$

Avec

ET_0 : évapotranspiration de référence journalière (mm/j) ;

R_n : rayonnement net à la surface de culture (M J/m²/j) ;

G : flux de chaleur échangé avec le sol (M J/m²/j) ;

T : température moyenne journalière (°C) ;

u_2 : vitesse moyenne journalière du vent mesuré à 2 mètres (m/s) ;

e_s et e_a : respectivement la pression de vapeur saturante et la pression réelle de l'air à la même hauteur (kPa) ;

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température T (kPa /°C) ;

γ : constante psychrométrique (kPa /°C).

II-2-2-4 Spatialisation de l'évapotranspiration de référence ET_0

L'évapotranspiration de référence (ET_0) est un paramètre clé dans la détermination des besoins en eau des cultures. La spatialisation de ce terme est très importante pour la gestion des ressources en eau à grande échelle. Dans ce sens, beaucoup de travaux utilisant la télédétection ont été développés pour estimer ET_0 . Certains d'entre eux sont basés principalement sur des relations entre la température de la surface ou le rayonnement solaire afin de spatialiser ET_0 (Reginato *et al.*, 1985 ; Chaudhury, 1997 ; Stefano and Ferro, 1997 ; Caselles *et al.*, 1998 ; Stewart *et al.*, 1999 ; Rivas and Caselles, 2004). D'autres travaux utilisent des combinaisons entre les modèles Digital Elevation Model (DEM) et les Systèmes d'Information Géographique (SIG) pour cartographier ET_0 (Baxter *et al.*, 1996 ; Moore, 1996 ; Srinivasan *et al.*, 1996 ; Chuanyan *et al.*, 2004). D'autres méthodes utilisent les données climatiques spatialisées (Température, Humidité, Vent, Rayonnement global) issues de modèles météorologiques. Dans notre étude, l'estimation de l'évapotranspiration de référence a été faite en utilisant la formule de Penman-Monteih (cf paragraphe II-2-2-1) qui repose sur des paramètres climatiques.

A défaut d'accès aux données climatiques des stations sur la plaine, nous ne disposons que des données journalières d'une seule station climatique qui est celle de kairouan. Cependant, en termes de rayonnement global, nous avons utilisé les données Météosat qui sont extraite du serveur SoDa (Solar radiation Databases for environment, <http://www.soda-is.com>) mis en place par l'Ecole National Supérieure des Mines. Les données de rayonnement global sont disponibles de janvier 1985 à décembre 2005, au pas de temps journalier et avec une résolution spatiale de 20 km.

La spatialisation de l'évapotranspiration a été faite en se basant sur les données de rayonnement global qu'on a spatialisé à une résolution de 20 km. En sortie, on a obtenu des cartes spatialisées d' ET_0 au pas de temps journalier de chaque saison agricole, c'est-à-dire de septembre à août et à la même résolution que les données SoDa. Les cumuls annuels de l' ET_0 sont en accord avec ce que l'on observe sur la région (autour de 1600 mm/an).

II-2-3 suivi de l'humidité

Le suivi de l'humidité du sol est effectué sur plusieurs parcelles tests situées sur la plaine de Kairouan en utilisant deux méthodes de mesures dont les principes de mesures sont détaillés en chapitre I:

- La méthode de mesure par Thetaprobe
- La méthode gravimétrique

Nous avons récolté nos échantillons sur trois profondeurs prédéfinies : 0-1 cm, 1-2 cm, 2-5 cm. Ces prélèvements de terre ont pour but d'estimer des profils d'humidité entre le sommet et 5 cm de profondeur.

Des campagnes des mesures ponctuelles d'humidité sur une trentaine de parcelles test ont eu lieu à différentes dates et durant les saisons agricoles (2008-2009, 2009-2010 et 2010-2011).

Simultanément, un suivi régulier et local s'effectue grâce à trois stations de mesure d'humidité du sol installées dans la plaine de Kairouan (figure II.6.b et tableau II.1). Ces stations de mesure d'humidité du sol ont été placées sur une parcelle d'olivier, une parcelle en sol nu et une parcelle de céréales. Chaque station possède des sondes (Thetaprobe) situés à différentes profondeurs et un boîtier d'acquisition (figure II.11.b). Les deux stations 2 et 3 sont installées à l'Institut des Céréales de Chebika.

Tableau II.1 : Synthèse des stations de mesure de l'humidité du sol.

Nom de la station	Profondeurs des sondes d'humidité (cm)	Date de la mise en fonctionnement	Occupation de sol	Coordonnées GPS
Station 1	Theta 1 : 5 cm ; Theta 2 : 20 cm ; Theta 3 : 40 cm ; Theta 4 : 80 cm ; Theta 5 : 120 cm.	Janvier 2009	parcelle d'olivier sec	Lat=35°33'23" Long=9°52'17"
Station 2	5 et 40	Janvier 2010	champ de blé irrigué	Lat=35°37'14" Long=9°56'14"
Station 3	5 et 40	Janvier 2010	parcelle jachère	Lat=35°37'14" Long=9°56'14"

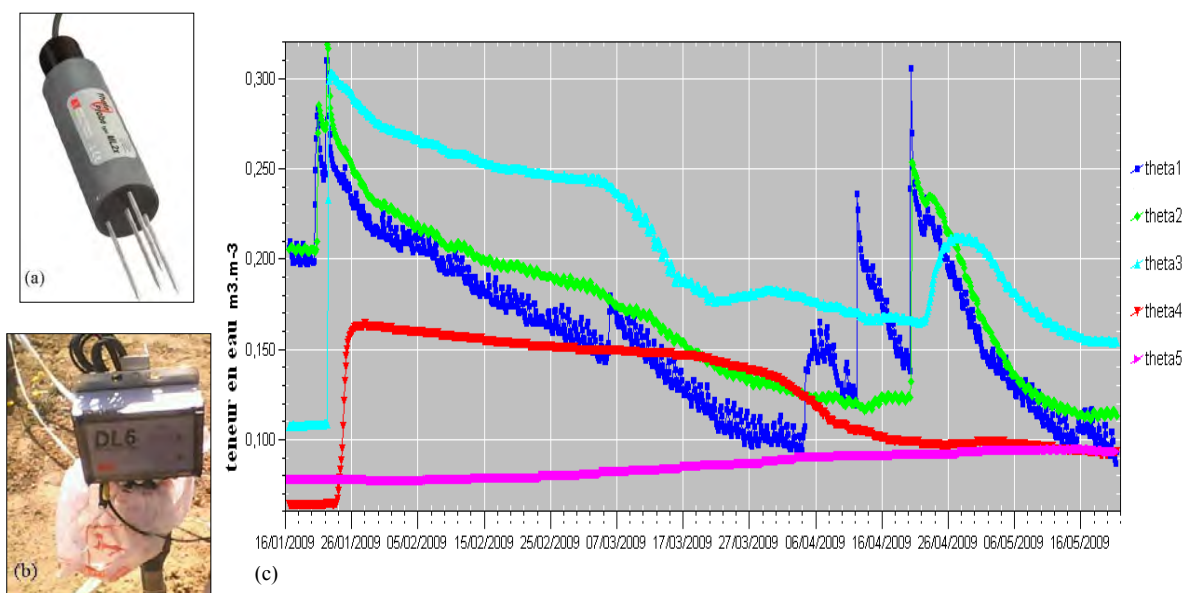


Figure II.11 : (a) Thetaprobe manuelle, (b) boîte d'acquisition (photo prise le 22-02-2010) et (c) Variation de la teneur en eau en fonction du temps enregistrée pour la station 1 par le Thetaprobe automatique du 16-01-2009 au 16-05-2009.

La figure II.11.c illustre les variations des teneurs en eau en fonction de la profondeur sur la parcelle d'olivier pluvial. Nous remarquons la forte variabilité de la teneur en eau surfacique dans les 5 premiers centimètres (courbe en bleu) ceci qui découle du fait que cette couche de sol est très influencée par les conditions climatiques. Quant à la teneur en eau à 20 cm de profondeur (courbe en vert) et à 40 cm, elles sont relativement moins variables. Les plus faibles variations teneurs en eau du sol sont enregistrées à la profondeur 120 cm.

II-3 Données satellites

En termes de caractérisations des états de surface à savoir la dynamique de la végétation et la caractérisation de la surface de sol, nous avons combinés plusieurs données satellites multi-capteurs optiques et micro-ondes. Nous donnerons un aperçu sur les caractéristiques des différents capteurs utilisés dans cette étude en annexe 2. Nous présentons dans cette section les données satellites que nous avons utilisées.

II-3-1 Données optiques

Nous avons collecté les images SPOT-VEGETATION sur toute la période d'étude, soit 13 saisons agricoles successives de septembre 1998 à août 2010. Les images VEGETATION sont des synthèses décadaires de *NDVI* générées par la méthode « Maximum Value Composite » (Maisongrande *et al.*, 2004). Au total, on dispose de 468 produits S10 à traiter. Afin d'automatiser les chaînes de traitement, ces images ont été remplacées par interpolation de l'image précédente et suivante. Le prétraitement comprend :

- L'extraction de sous-images correspondant à la plaine de kairouan ;
- Le rééchantillonnage bilinéaire à une résolution de 990 m pour VEGETATION, ce rééchantillonnage a été opéré pour faciliter les opérations de superposition avec les données à haute résolution spatiale ;
- La projection des données dans le système cartographique local de coordonnées Latitude-longitude ;
- La constitution de séries d'images acquises pour une saison agricole (de septembre à août) et l'extraction des profils de *NDVI*.

En complément de ces données à basse résolution, on dispose d'une série de données satellites à haute résolution spatiale SPOT 5 durant les saisons agricoles 2008-2009 et 2009-2010.

Le jeu de données de ces 2 saisons agricoles a été obtenu par programmation d'acquisition SPOT 5 de sorte à couvrir le cycle de développement des cultures. 10 images ont été acquises durant la saison 2008-2009 et 8 images en 2009-2010. Ces images ont été géoréférencés sur la base d'image de référence obtenue en 21/12/2008 et corrigées des effets atmosphériques.

Les données SPOT 5 ont été utilisées d'une part pour créer les cartes d'occupation du sol haute résolution (10 m) et d'autre part pour établir la relation *LAI-NDVI*.

Les données SPOT traitées sur les deux saisons agricoles 2008-2009 et 2009-2010 sont listées dans le tableau suivant.

Tableau II.2: Données SPOT disponibles pour les saisons agricoles 2008-2009 et 2009-2010

Saison Agricole	Type de capteur	Résolution (mètres)	Date d'acquisition	Bandes
2008-2009	SPOT5/HRG1	2,5	21/12/2008	PAN
	SPOT5/HRG2	10	21/12/2008	B1 : PIR B2 : Rouge B3 : Vert B4 : MIR
			16/01/2009	
			21/02/2009	
			25/03/2009	
	SPOT5/HRG1		14/04/2009	
	SPOT5/HRG1		29/04/2009	
	SPOT5/HRG2		20/05/2009	
			11/06/2009	
17/07/2009				
2009-2010	SPOT5/HRG2	10	08/10/2009	B1 : PIR B2 : Rouge B3 : Vert B4 : MIR
	SPOT5/HRG1		30/12/2009	
	SPOT5/HRG2		03/03/2010	
	SPOT5/HRG1		28/03/2010	
	SPOT5/HRG1		24/06/2010	

II-3-2 Données RADAR

De nombreuses études antérieures ont déjà montré le potentiel des données *RADAR* acquises en bande C pour cartographier l'humidité. Plusieurs produits radar ont été utilisés durant cette thèse doctorale pour analyser le stock d'eau dans le sol. Les caractéristiques des capteurs sont déjà détaillées dans la section (I-2-2).

Nous disposons d'une série de produits ERS 1 et ERS 2 depuis 1991 jusqu'au 2007. A partir de 2007, les produits d'humidité sont issus du capteur ASCAT.

II-3-2-1 Les produits ERS et ASCAT/METOP

Des séries de produits ERS 1 et ERS 2 sont disponibles depuis 1991 jusqu'au 2007 en termes d'humidité de surface « *SSM* » et humidité du profil du sol « *SWI* » à une résolution spatiale de 12.5 km. La continuité des mesures du diffusiomètre *ERS* est assurée depuis 2007 avec les acquisitions du diffusiomètre ASCAT à bord du satellite METOP. Ces données issues de l'université de Vienne sont en format « .dat » couvrant toute la zone d'étude. Un algorithme de spatialisation de ces données d'humidité a été développé sous l'outil MATLAB, ce qui nous permet d'avoir des cartes spatio-temporelles de l'humidité du sol sur la région de Kairouan.

II-3-2-2 Les images ASAR/ENVISAT

Le capteur ASAR est capable de balayer une large gamme d'angles d'incidences (de 16 à 45°). Nous n'utiliserons, dans cette étude, que les données acquises en mode image à haute résolution (12.5 x 12.5 m) aux faibles angles d'incidences en polarisation *HH* et *VV* qui sont les plus sensibles à l'humidité du sol. Les 17 images ASAR ont été acquises en 2009/2010.

Un algorithme d'inversion a été développé et validé sur notre zone d'étude par Zribi *et al.*, (2011). L'inversion d'humidité du sol est faite sur des sols nus à densité de végétation faible (parcelles d'olivier sec) où la variation de l'humidité est liée uniquement aux événements pluvieux. Les images radar sont acquises à différentes configurations. On a utilisé seulement les données radar à faible angle d'incidence (*IS1*, *IS2* et *IS3*). La méthode d'inversion de l'humidité du sol proposée est empirique. Elle est basée sur trois étapes :

- Une normalisation des données multi-incidence à l'angle 20°, avec une fonction cosinus.
- Une réduction de l'effet de la rugosité à travers une soustraction d'une mesure radar acquise à une date très sèche.

- Le développement d'une relation empirique linéaire, reliant le signal traité aux mesures d'état hydrique du sol.

Une cartographie de l'humidité sur les parcelles d'olivier sec est établie pour une moyenne sur des cellules de 1 Km×1 Km (figure II.12).

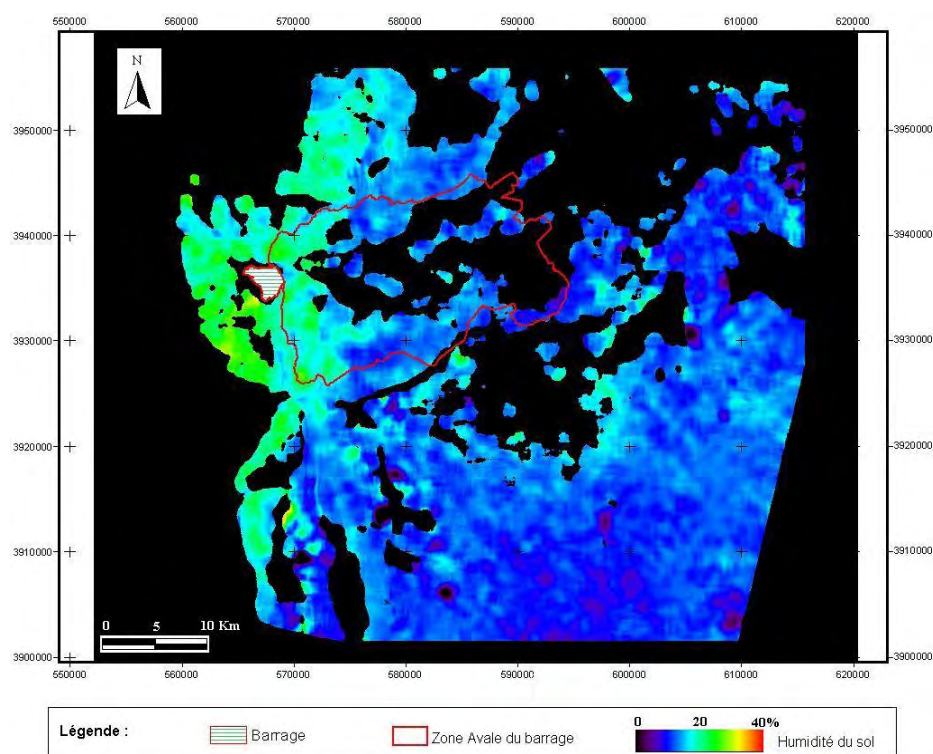


Figure II.12 : Illustration d'une carte d'humidité établie par ASAR/ENVISAT à la date de 11/04/2009

II-4 Occupation du sol

La caractérisation de l'occupation du sol est réalisée à partir des données à basse résolution (BR). Il s'agit, avant tout, d'évaluer les potentialités des données BR pour cartographier l'occupation du sol en trois classes: les oliviers, les cultures annuelles et les pâturages. Il est important de noter que ces classes ont été labellisées « Olivier », « culture annuelle » et « pâturage », ce qui est un peu réducteur.

La figure II. 13 illustre des photos représentatifs de ces trois classes. Les oliviers sont des arbres à feuilles pérennes. Les oliveraies sont très dominantes sur les régions semi-aride et aride puisqu'elles sont non demandeuses en eau. Ces oliviers sont plantés avec un écartement entre les pieds d'arbre de l'ordre de 20 m.

Les pâturages sont des végétations courtes et pérennes, très caractéristiques des régions semi-arides en Tunisie.

Les cultures annuelles sont des végétations à cycle annuel bien prononcé. Cette classe englobe les céréales (blé et orge). Ces cultures annuelles sont en conduites sur la plaine de Kairouan soit en sec soit en irriguée.

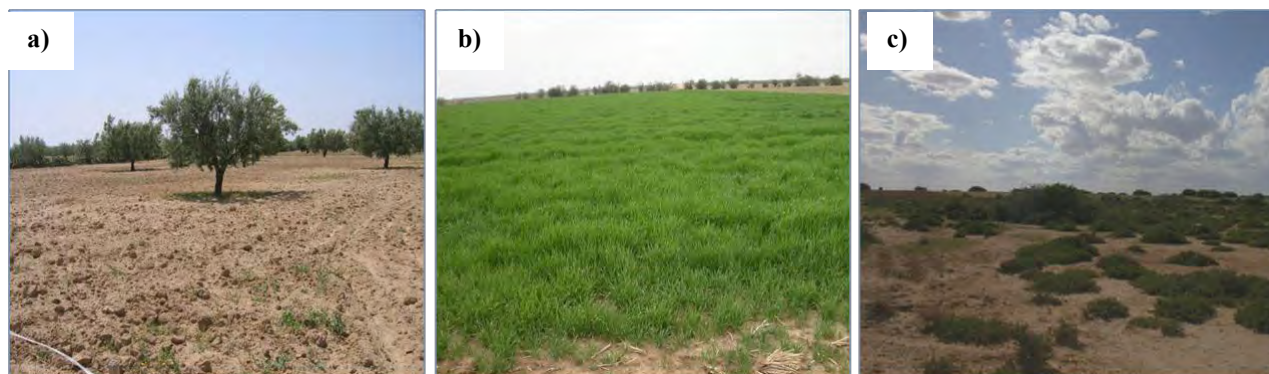


Figure II. 13 : Photos représentatifs de chaque classe de couverture : a) Olivier ; b) Cultures annuelles ; c) pâturage

Ces trois classes ont été retenues car: (1) elles sont dominantes dans la région d'étude; (2) elles correspondent à des termes d'évapotranspiration très différentes; (3) elles sont contrastées en termes de phénologie du couvert végétal et, par conséquent, elles pourront être identifiées sans ambiguïté par désagrégation des données BR. A ce niveau, on a eu recours à la validation des cartes BR avec une cartographie d'une occupation du sol de « référence » à partir de séries d'images HR collectées pendant les saisons agricoles 2008-2009 et 2009-2010 (Shabou, 2010). La méthode de classification multi temporelle de type arbre de décision adoptée pour la détermination de la carte d'occupation du sol HR de la plaine de Kairouan est basée sur plusieurs types de données : des profils du *NDVI* pour différentes dates permettant de différencier les différentes cultures existantes dans la zone, complétés par des données auxiliaires radar pour la séparation des parcelles irriguées de celles en secs.

II-4-1 OCCUPATION DU SOL A BASSE RESOLUTION SPATIALE : méthode supervisée

Nous avons adapté le modèle linéaire de désagrégation aux données basse résolution SPOT VEGETATION acquises durant les saisons agricoles (1998-2010). Le modèle linéaire est appliqué en utilisant des « signatures pures », profils temporels de *NDVI* typiques des trois classes d'occupation du sol que nous recherchons. Cette méthode restitue l'occupation du sol sur la plaine du Kairouan en termes de fractions de surfaces occupées par chaque classe dans chaque pixel basse résolution (1 km x 1 km).

Plusieurs études (Kerdiles and Grondona 1995 ; Cardot and Faivre 2003 ; Ballantine *et al.*, 2005 ; Knight *et al.*, 2006) ont montré que : 1) les pourcentages d'occupation du sol sont mieux restitués lorsque l'indice de végétation *NDVI* est utilisé au lieu des réflectances ; 2) l'hypothèse de linéarité du *NDVI* dans l'approche de désagrégation n'engendre pratiquement pas d'erreurs sur le résultat des classifications ; 3) le modèle linéaire a tendance à donner de meilleurs résultats quand le nombre de signatures pures est réduit. Toutes ces considérations ont été retenues dans cette étude. Signalons enfin que les méthodes sont appliquées sous l'hypothèse de la stationnarité spatiale des signatures pures des trois classes recherchées (*i.e* pour chaque pixel à basse résolution, on désagrège en utilisant toujours les mêmes signatures pures).

II-4-1-1 Méthode supervisée : Principe

Cette méthode est dite supervisée car les profils de *NDVI* typiques (signatures pures) des classes sont recherchés sur une petite région « d'apprentissage » où l'occupation du sol est connue à haute résolution spatiale. Il s'agit donc d'étendre l'estimation de l'occupation du sol en dehors de la zone ayant servi à l'apprentissage. La figure II.14 rappelle le principe de la désagrégation supervisée pour un pixel appartenant à la zone d'apprentissage, comportant trois classes et caractérisé par son profil de *NDVI* moyen. Ce pixel est localisé sur la carte d'occupation du sol à haute résolution spatiale et sa composition (pourcentage de surface occupée par chacune des trois classes) est donc connue. Il reste alors à déterminer les profils de *NDVI* typiques de ces trois classes – les « signatures pures » – en résolvant, à chaque date d'observation, un système linéaire d'équation. Si l'on ne considère qu'un pixel, le nombre d'équations à résoudre est inférieur au nombre d'inconnues à déterminer (T équations contre 3xT inconnues si l'on a T observations). Si l'on fait l'hypothèse que les signatures pures ne varient pas d'un pixel à l'autre (hypothèse de stationnarité spatiale), on peut augmenter le nombre d'équations du système linéaire en multipliant le nombre de pixels étudiés.

$$Y_i(t) = \sum_{j=1}^p \pi_{ij} \times y_j(t) + \varepsilon_i(t) \quad \text{Eq (II.6)}$$

Avec

$Y_i(t)$: indice de végétation *NDVI* du pixel mixte i ;

π_{ij} : surface occupée par la classe j dans le pixel i ;

$y_j(t)$: signature pure *NDVI* attribuée à la classe j ;

ε_i : terme d'erreur ;

p : nombre de classes;

Pour déterminer les signatures pures des trois classes, on procède alors par minimisation d'une erreur moyenne calculée sur tous les pixels mixtes de la zone d'apprentissage (Eq. II.6). Cette même équation, permet, une fois que les signatures pures sont identifiées, d'estimer les pourcentages d'occupation du sol π_{ij} sur la région en dehors de la zone d'apprentissage de l'algorithme.

$$RMSE_i = \sqrt{\frac{1}{T} \times \sum_{t=1}^T [\varepsilon_i(t)]} \quad \text{Eq (II.7)}$$

Avec

ε_i : terme d'erreur ;

T : nombre d'observations des données BR.

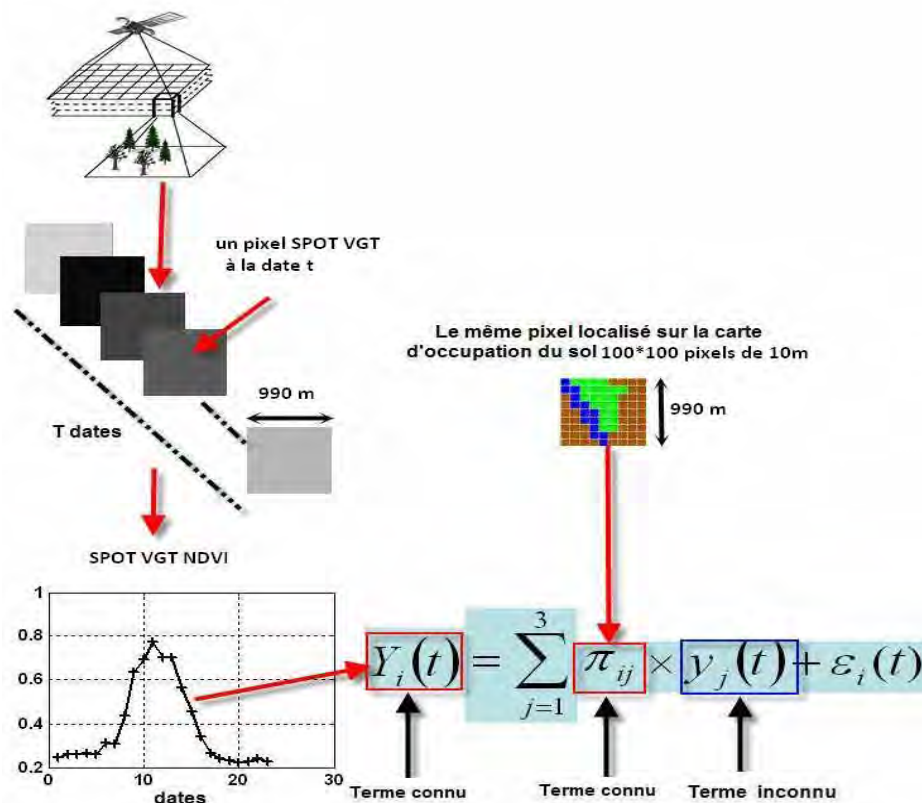


Figure II.14 : Principe de la méthode supervisée pour l'identification des signatures pures $y_j(t)$ des classes d'occupation du sol (Benhadj, 2008)

II-4-1-2 Choix de la zone d'apprentissage

Le choix des zones d'apprentissage a été basé sur les cartes d'occupation du sol haute résolution spatiale établit par Shabou (2010). Sur ces cartes, nous avons repéré des zones

homogènes représentatives de chaque classe d'occupation du sol. Pour les oliviers, une grande étendue homogène est repérée au sud de la plaine, ce qui nous a facilité le choix de la zone d'apprentissage. Pour les deux autres classes, les cultures annuelles et les pâturages, nous avons essayé de choisir des zones relativement homogènes représentatives de ces classes qui font 9 x 9 pixels.

II-4-1-3 Profils types de NDVI

Les profils types sont déduits à partir des données acquises de septembre 2008 à août 2009, c'est-à-dire sur une base de 36 synthèses *NDVI* issues de SPOT-VEGETATION à la résolution de 990 m. Les signatures pures des trois classes sont représentées dans la figure II.15. Les signatures apparaissent bien représentatives des trois classes. Un *NDVI* faible et stable autour de 0.15 pour la classe « olivier ». La signature de la classe « pâturage », présente une faible dynamique saisonnière par rapport à celle des cultures annuelles, avec un maximum de *NDVI* au alentour de 0.3. Enfin, la signature de la classe « culture annuelle » comporte la dynamique saisonnière la plus élevée, avec un minimum en début de saison et fin de saison et un maximum autour du mois de Mars et début Avril.

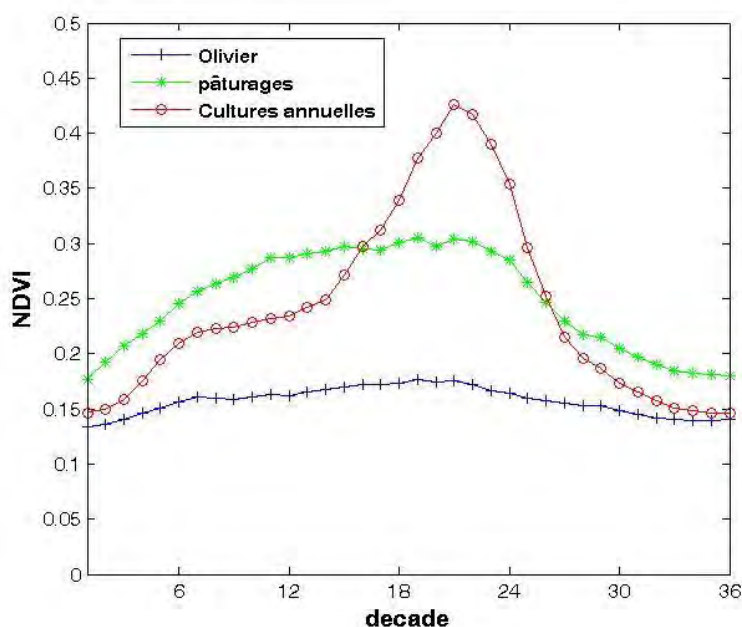


Figure II.15 : signatures pures des classes « Cultures annuelles », « Olivier » et « pâturages » calculées à partir des données SPOT-VEGETATION. La première decade correspond au 1^{er} septembre 2008

II-4-1-4 Résultat

L'occupation du sol restituée par la méthode de déconvolution est confrontée aux cartes d'occupation du sol établies à partir des données hautes résolutions pour la saison agricole 2008-2009. Les estimations des pourcentages des trois classes sont effectuées par

déconvolution du signal réel SPOT-VEGETATION ou simulé (à partir des données HR). Cette comparaison fait l'objet des figures II.16 et II.17. L'examen visuel de ces figures montre que les zones à fortes et à faibles pourcentages de chacune des classes sont globalement détectées par la méthode. Cette première analyse qualitative est complétée par l'analyse des erreurs entre l'occupation du sol de référence et celle restituée par la méthode de désagrégation. On constate au premier lieu que la méthode de désagrégation restitue bien les cultures annuelles (Figure II.18), l'erreur globale $RMSE$ est de l'ordre de 17% et un coefficient de corrélation $R^2=0,50$. L'explication tient pour partie au fait qu'il n'existe pas de grandes régions dédiées aux cultures annuelles (végétation éprouvant un grand besoin d'eau

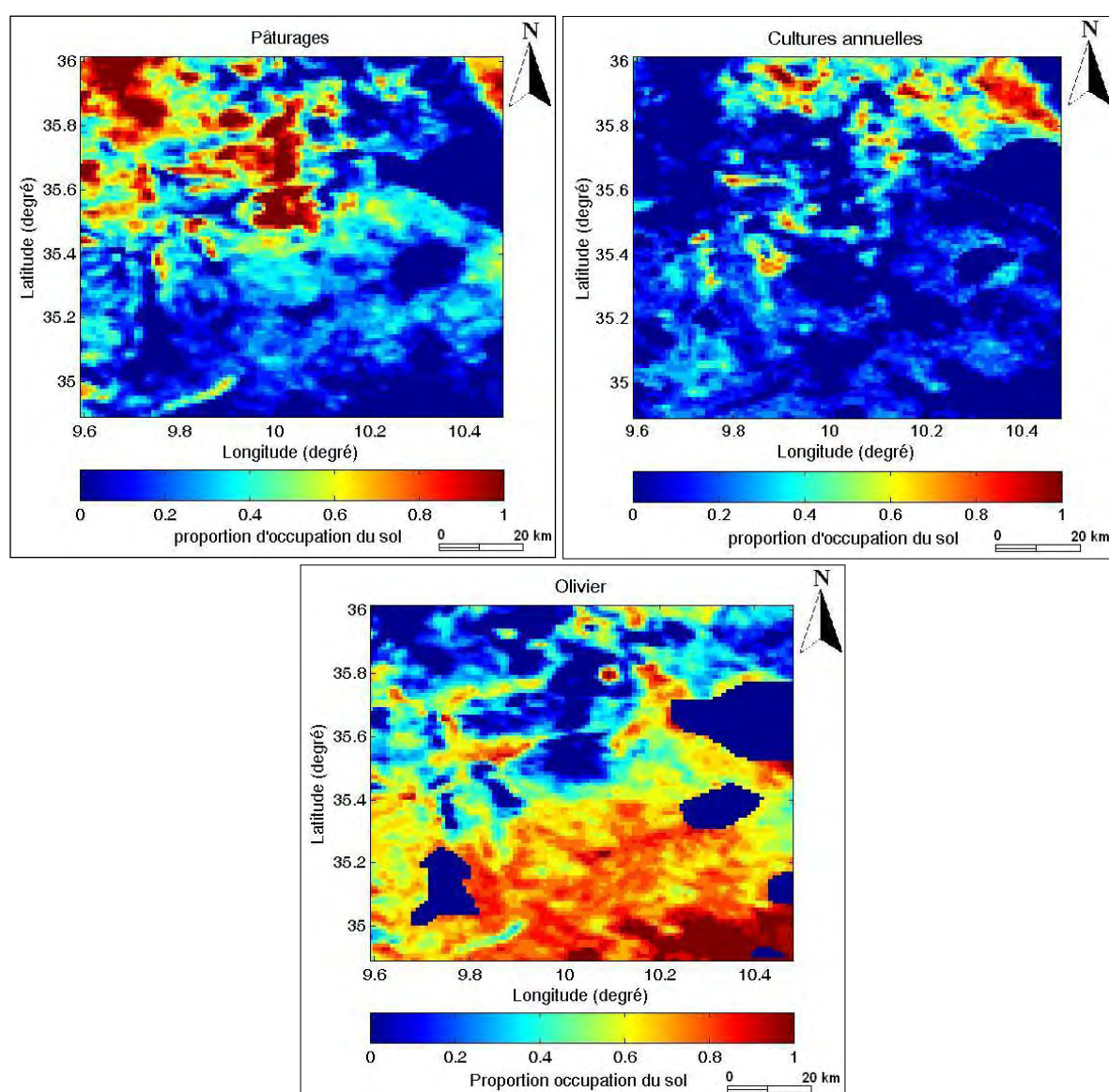


Figure II.16 : Occupation du sol établie par déconvolution à partir des données SPOT VEGETATION (saison agricole 2008-2009) d'irrigation).

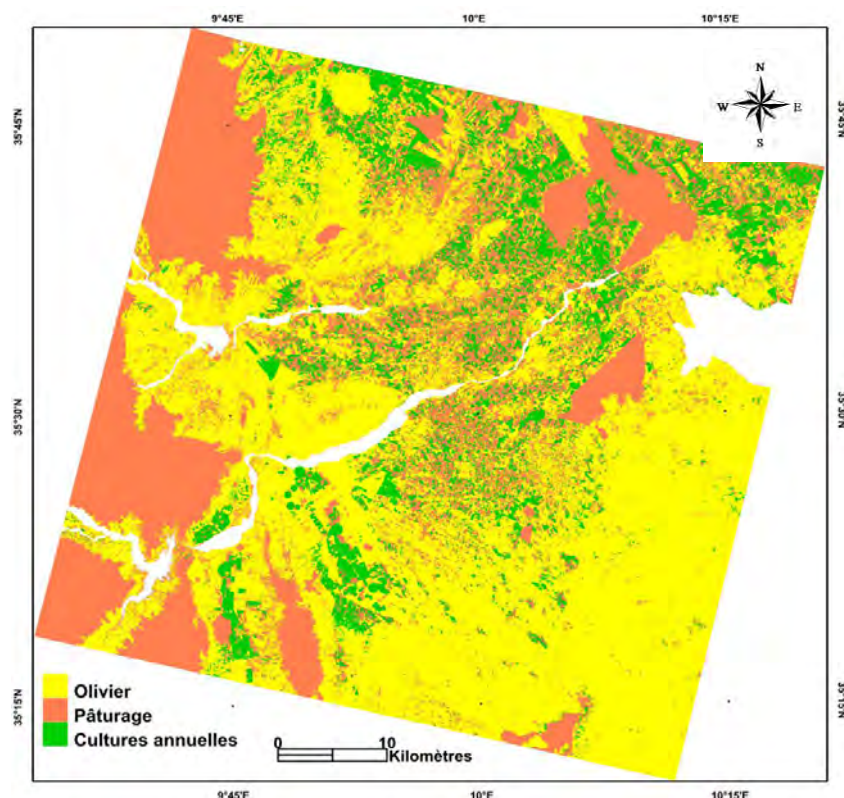


Figure II.17 : Occupation du sol établie à partir des données SPOT HR (saison agricole 2008-2009). Pour les deux autres classes Oliviers et pâturages, les restitutions sont moins bonnes, le *RMSE* peut atteindre 40%. On signale que les performances de la méthode de désagrégation varient sensiblement d'une classe à l'autre. En particulier, les pourcentages de la classe « pâturages » restitués à haute et basse résolution spatiale apparaissent nettement moins corrélés que ceux de la culture annuelle. L'explication tient pour partie à la forte hétérogénéité de cette classe (taille et densité de la végétation qui change d'une saison à une autre).

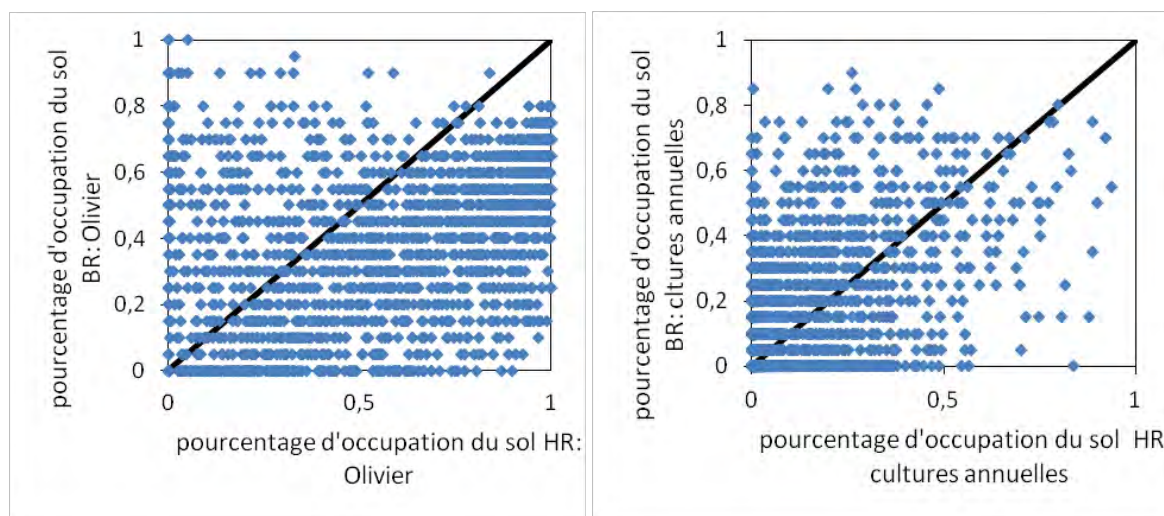


Figure II.18 : Occupation du sol restituée par les données HR en fonction de l'occupation du sol restituée par les données BR.

Il est à signaler également que cette classe englobe toute végétation pas bien développée mais aussi les céréales abandonnées. En terme de restitution de la classe olivier, les résultats sont moins précises (figure II.18), ceci est probablement dû au fait que la classe olivier établie sur la carte d'occupation du sol HR est exagérée puisque le masque d'olivier est un peu forcé sur la zone sud de la plaine.

Cette méthode de désagrégation a été testée pour la saison agricole 2008-2009 puis appliquée pour les autres saisons à partir de 1998 jusqu'au 2010. Ces cartes d'occupation du sol produites vont nous servir pour le calcul de l'évapotranspiration.

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté la zone d'étude ainsi que les différentes bases de données acquises que ce soit expérimentales ou satellitaires. Nous avons mis en œuvre des méthodes de spatialisation de la pluie à partir des données recueillies sur les stations pluviométriques réparties sur la zone d'étude (30 stations). Les sorties sont des cartes pluviométrique spatialisés à la résolution des données SPOT-VEGETATION (990 m).

Nous avons également exposés les différentes données satellitaires optiques et micro-ondes acquises durant cette étude qui vont servir à étudier certains paramètres des états de surfaces.

En termes d'occupation du sol, il existe déjà des cartes d'occupations du sol établies à partir des données HR (10 m) effectuées sur plusieurs saisons agricoles.

Nous avons également mis en œuvre un algorithme de désagrégation linéaire des données satellites à basse résolution pour restituer l'occupation du sol dans la plaine de Kairouan selon trois grandes classes thématiques correspondantes aux cultures annuelles, les pâturages et les oliviers. Ces méthodes sont appliquées aux séries temporelles de l'indice de végétation *NDVI*, SPOT-VEGETATION.

Par confrontation à l'occupation du sol déduite des données à haute résolution spatiale, on a montré que cette méthode restitue globalement les classes thématiques malgré sa représentation fortement réductrice en seulement trois grandes classes. Par comparaison aux résultats obtenus à partir de données HR, l'étude a également révélé la part des erreurs provenant de la répartition non uniforme des ces trois classes sur la zone d'étude mais aussi de la forte hétérogénéité de certaines classes. Cette méthode a été validée pour une saison agricole (2008-2009) puis appliquée sur la période qui s'étend de 1998 jusqu'à 2010.

Des possibilités d'amélioration de la méthode de la déconvolution peuvent être envisagées afin de mieux décrire l'occupation de la région d'étude. On peut d'une part augmenter le nombre de classes afin de mieux restituer les variations spatio-temporelles des *NDVI*. D'autre part, on pourrait étudier la sensibilité de la méthode par rapport au nombre de classes que l'on recherche afin d'affiner l'occupation du sol. Ces possibilités n'ont pu être pleinement étudiées dans le temps imparti pour cette étude.

Outre que l'occupation du sol étudié dans ce chapitre, il serait également utile de procéder à des données historiques pour analyser la dynamique de la végétation sur une longue période. Cette partie fera l'objet du chapitre suivant.

Références :

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., (1998). Crop Evapotranspiration—Guidelines for Computing Crop Water Requirements, Irrigation and Drain, Paper No. 56. FAO, Rome, Italy, 300 pp.
- Adjeli, M., Chadly, B., (1995). Recharge de la nappe de Kairouan par les lachers du barrage de Sidi Saad, campagne avril-juin 1994. rapport interne, DGRE, Tunisie.
- Amrhar, H., 2004. Synergie modèle de prévision météorologique et données stationnelles pour spatialiser les paramètres climatiques sur le bassin versant du Tensift. Mémoire de Fin d'Etudes du diplôme d'Ingénieur de l'Ecole Hassania des Travaux Publics (EHTP), Maroc, 62pp.
- Ballantine, J.A.C., Okin, G.S., Prentiss, D.E. and Roberts, D.A., (2005), Mapping North African landforms using continental scale unmixing of MODIS imagery. *Remote Sensing of Environment*, vol.97, pp : 470-483.
- Baxter, E.V., Nadim, S., Farajalla, Nalnees, G., (1996). Integrated GIS and distributed storm water runoff modeling. In: Goodchild, et al. (Eds.), GIS and Environmental Modeling Progress and WRN Research Issues. Donald F. Hemenway Jr., Fort Collins, pp: 199–204.
- Benhadj, I., (2008). Observation spatial de l'irrigation d'agrosystèmes semi-arides et gestion durable de la ressource en eau en plaine de Marrakech. *Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier de Toulouse*, France, 296 p.
- Besbes, M., (1975). Etude hydrogéologique de la plaine de Kairouan sur modèles mathématiques. CIG –EMP/DGRE, Fontainebleau, France, Rapport scientifique, LHM/RD/75/16, 121p.
- Besbes, M., et Marsily, G. (1976). L'analyse d'un grand réservoir aquifère en vue de sa modélisation. In : Conférence AIH - L'hydrologie des grands bassins sédimentaires, Budapest.
- Blaney, H.F., Criddle, W.D., (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatologically and irrigation data. USDA (SCS) TP vol. 96, 48p.
- Bouzaiane S., Lafforgue A., (1986). Monographie hydrologique des oueds Zéroud et Merguellil. DGRE – ORSTOM. Tunis, Tunisie, 1058p.
- Bouden, S., (1995). Etude de la quantité des eaux du barrage Sidi Saad. *DEA, Fac. Des sciences de Tunis*. 92p.
- Cardot, H. and Faivre, R., (2003). Functional approaches for predicting land use with the temporal evolution of coarse resolution remote sensing data. *Journal of Applied Statistics*, vol.30, pp : 1185-1199.
- Caselles, V., Artigao, M.M., Hurtado, E., Coll, C., Brasa, A., (1998). Mapping actual evapotranspiration by combining landsat TM and NOAA-AVHRR images: application to the Barrax Area, Albacete, Spain. *Remote Sensing of Environment*, vol.63, pp: 1–10.
- Castany, G., (1968). Aménagement des oueds Zeroud et Merguellil. Alimentation des nappes de la plaine de Kairouan par les eaux des oueds Zeroud et Merguellil Direction de l'Hydraulique et de l'Equipement Rural, BRGM, Paris.
- Chaieb, H., (1988). Contribution à la réactualisation des modèles hydrogéologiques de la plaine de Kairouan. *DEA, Faculté des sciences de Tunis*. 87p.
- Chaudhury, B.J., (1997). Estimating land surface evaporation using multispectral satellite and ancillary data. In: Kite, G.W., Pietronir, A., Pultz, T. (Eds.), Applications of Remote Sensing in Hydrology. *Proceedings of the Symposium No. 17 NHRI, Saskatoon, Canada National Hydrology Research Institute (NHRI)*.
- Chuanyana, Z., Zhongrena, N., Zhaodonga, F., (2004). GIS-assisted spatially distributed modeling of the potential evapotranspiration in semi-arid climate of the Chinese Loess Plateau. *Journal of arid environment*, vol.58, pp: 387-403.
- Droogers, P., Allen, R.G., (2002). Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation Drainage System*, vol.16, pp : 33–45.

- Duchemin, B., Hadria, R., Erraki, S., Boulet, G., Maisongrande, P., Chehbouni, A., Escadafal, R., Ezzahar, J., Hoedjes, J.C.B., Kharrou, M.H., Khabba, S., Mougenot, B., Oliso, A., Rodriguez, J.C., and Simonneaux, V. (2006). Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: On the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agricultural Water Management*, vol.79, pp : 1-27.
- El karouni, K., Koraichi, Y. (2005). Estimation et Spatialisation de l'évapotranspiration d référence sur le bassin versant de Tensift. *Mémoire de Fin d'Etudes du diplôme d'Ingénieur de l'Ecole Hassania des Travaux Publics (EHTP)*, Maroc, 84 p.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*. Vol.1 (2), pp : 96–99.
- Henia, L., (1993). Climat et bilans de l'eau en Tunisie, essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques, Public. Université Tunis, vol. 26. 391 p.
- Jensen, M.E., Burman, R.D., Allen, R.G., (1990). Evapotranspiration and irrigation water requirements. *ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice* No. 70, 332 p.
- Kerdiles, H. and Grondona, M. O., (1995). NOAA-AVHRR NDVI decomposition and subpixel classification using linear mixing in the Argentinean Pampa. *International Journal of Remote Sensing*. Vol.16 (7), pp: 1303–1325.
- Knight, J.F., Lunetta, R.S., Ediriwickrema, J. and Khorram, S., (2006). Regional scale land cover characterization using MODIS-NDVI 250 m multi-temporal imagery: A phenology-based approach. *Geoscience and Remote Sensing*, vol.43, pp: 1-23.
- Krige, D.G. (1951). A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa*, vol.52, pp: 119-139.
- Kashyap, P.S., Panda, R.K., (2001). Evaluation of evapotranspiration estimation methods and development of crop coefficients for potato crop in a sub-humid region. *Agriculture Water Management*, vol.50 (1), pp: 9–25.
- Leduc C., Ben Ammar S., Favreau G., Beji R., Virrion R., Lacombe G., Tarhouni J., Aouadi C., Zenati Chelli B., Jebnoun N., Oi M., Michelot J. L., Zouari K., (2007). Impacts of hydrological changes in the Mediterranean zone: environmental modifications and rural development in the Merguellil catchment, central Tunisia. *Hydrological Sciences Journal*, vol.52(6), pp : 1162- 1178.
- Maisongrande, P., Duchemin, B., and Dedieu, G. (2004). VEGETATION/SPOT: an operational mission for the Earth monitoring; presentation of new standard products. *International Journal of Remote Sensing*, vol.25, pp: 9-14.
- Makkink, G. F., (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters, *Journal of the Institute of Water Engineering*, vol.11, pp: 277-288.
- Mansouri, R., (1980). Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de la Sebkhas El Bhira (sud-ouest de Kairouan). *Thèse de doctorat des sciences de la terre de l' Université de Bordeaux*, 107p.
- Mansouri, R., (1995). Mobilisation des Ressources Supplémentaires à partir de la nappe de Kairouan. Direction des Etudes, Division Hydrogéologie centre et sud, SONEDE.
- Mansouri, R., (1997). Bilan de la nappe mio-plio quaternaire de la nappe de Kairouan. Direction des Etudes, Division Hydrogéologie centre et sud, SONEDE.
- Moore, I.D., (1996). Hydrologic modeling and GIS. In: Goodchild, et al. (Eds.), GIS and Environmental Modeling Progress and Research Issues. *Donald F. Hemenway Jr., Fort Collins*, pp: 143–149.
- Penman, H.L., (1948). Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil, and Grass, *Proceedings of the Royal Society*. London, vol.193, pp: 116-140.
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J., (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large Scale Parameters, *Monthly Weather Review*, vol.100, pp: 81-92.

- Reginato, R. J., Jackson, R. D., and Pinter, J. P., (1985). Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data, *Remote Sensing of Environment*, vol.1, pp: 75–89.
- Rivas, R. and Caselles, V., (2004). A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, vol.93, pp: 68–76.
- Saeed, M., (1986). The estimation of evapotranspiration by some equations under hot and arid conditions. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, vol.29 (2), pp: 434–438.
- Shabou, M. (2010). Suivi de l'état hydrique du couvert végétal par télédétection spatiale sur le site semi-aride de Merguellil (Tunisie centrale). *Mémoire de Mastère recherche de l'Institut National agronomique de Tunisie*, 76p.
- Shepard D. (1968). A two dimensional interpolation function for regularly spaced data. In, 23d *National Conference of the Association for Computing Machinery*, Princeton, NJ, ACM ,pp: 517–524).
- SNC. (1982.a). Barrage El Houareb, rapport de faisabilité. vol. 1. Ottawa, Canada.
- SNC. (1982.b). Barrage El Houareb, rapport de faisabilité. vol. 2. Ottawa, Canada.
- Srinivasan, R., Arnold, J., Rosenthal, W., Muttiah, R.S., (1996). Hydrologic Modeling of Texas Gulf Basin using GIS. In: Goodchild, et al. (Eds.), *GIS and Environmental Modeling Progress and Research Issues. Donald F. Hemenway Jr., Fort Collins*, pp: 213–219.
- Stefano, C.D., Ferro, V., (1997). Estimation of evapotranspiration by Hargreaves formula and remotely sensed data in semi-arid Mediterranean areas. *Journal of Agricultural Engineering Research*, vol.68, pp: 189–199.
- Stewart, J.B., Watts, C.J., Rodriguez, J.C., De Bruin, H.A.R., van den Berg, A.R., Garatuza- Payan, J., (1999). Use of satellite data to estimate radiation and evaporation for Northwest Mexico. *Agricultural Water Management*, vol.38, pp: 181–193.
- Wald L., (2000). SODA: a project for the integration and exploitation of networked solar radiation databases. *European Geophysical Society Meeting, XXV General Assembly*, Nice, France, pp: 25-29 April 2000.
- Zribi, M., Chahbi, A., Shabou, M., Lili-Chabaane, Z., Duchemin, B., Baghdadi, N, Amri, R., Chehbouni, A., (2011). Soil surface moisture estimation over a semi-arid region using ENVISAT ASAR radar data for soil evaporation evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol.15(1), pp : 345-358.

Chapitre III. Analyse de la dynamique de la végétation

Introduction

Le couvert végétal joue un rôle clé dans le cycle de l'eau, le cycle du carbone, les flux de surface, Toute modification de la couverture végétale peut donc avoir une forte influence à l'échelle locale, régionale et même mondiale. Dans le cas des zones arides et semi-arides en particulier, en raison des fréquentes périodes de sécheresse, il est essentiel d'avoir une description précise de la couverture végétale et de sa variation temporelle. La sécheresse a fortement affecté, ces dernières années, l'ensemble des pays du bassin méditerranéen, en particulier les régions arides et semi-arides de la Tunisie.

La sécheresse est une composante majeure du climat méditerranéen qui influence considérablement la dynamique de ses écosystèmes végétaux (Béthoux *et al.*, 1979). Elle induit un fort contraste saisonnier été/hiver du cycle hydrologique. Les dernières décennies ont été marquées par plusieurs canicules associées à des sécheresses parfois sans précédent dans les annales historiques. La succession de sécheresses et canicules en région méditerranéenne suscite beaucoup d'inquiétudes en raison de la densité de population de cette région et de la fragilité de ses ressources en eaux ce qui a attiré une attention croissante à l'importance de la sécheresse et ses répercussions sur les états de surfaces et plus particulièrement à son influence sur la végétation. Les sécheresses sont généralement classées en quatre catégories (Wilhite et Glantz, 1985; American Meteorological Society, 2004), qui comprend:

- (i) Sècheresse météorologique : définie comme un manque de précipitations sur une zone pour une période donnée. Les précipitations sont généralement utilisés pour l'analyse des sécheresses météorologiques (Pinkeye, 1966 ; Santos, 1983 ; Chang, 1991 ; Eltahir, 1992). Compte tenu de cette définition, plusieurs études ont analysé la sécheresse en utilisant des données de précipitations mensuelles (Gibbs, 1975). D'autres approches ont analysé la durée et l'intensité de cette dernière par rapport à une pénurie de précipitations cumulées (Chang et Kleopa, 1991 ; Estrela *et al.*, 2000).
- (ii) Sècheresse hydrologique : liée à une période de déficit des ressources en eau de surface et souterraines ce qui mène à un conflit d'usage dans le système de gestion de ces ressources. Des données de débits des écoulements ont été largement appliquées pour l'analyse sécheresse hydrologique (Dracup *et al.*, 1980 ; Sen, 1980 ; Zelenhasic et Salvai, 1987 ; Chang et Stenson, 1990; Frick *et al.*, 1990; Mohan et Rangacharya, 1991 ; Clausen et Pearson, 1995). Moyennant une analyse de

régression reliant les écoulements et les propriétés du bassin versant, il est constaté que la géologie est l'un des principaux facteurs qui influencent les sécheresses hydrologiques (Zacharie et Brutsaert, 1988 ; Vogel et Kroll, 1992).

- (iii) Sècheresse agricole : se réfère à une période de baisse de l'humidité du sol et d'une conséquence de mauvaise récolte sans aucune référence aux ressources en eau de surface. Une baisse de l'humidité du sol dépend de plusieurs facteurs qui affectent les sécheresses météorologiques et hydrologiques ainsi que les différences entre l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle. La demande en eau des végétaux dépend des conditions météorologiques, des caractéristiques biologiques de la plante spécifique et du stade de croissance, et des propriétés physiques et biologiques du sol. Plusieurs indices de sécheresse, basé sur une combinaison d'humidité, précipitations et température et du sol, ont été calculés pour étudier les sécheresses agricoles.
- (iv) Sècheresse socio-économique : est associée à une insuffisance des systèmes de gestion des ressources en eau à satisfaire les besoins en eau associant ainsi l'offre et la demande à un bien économique (eau) (AMS, 2004). Ce type de sécheresse se produit lorsque la demande pour un bien économique est supérieure à l'offre en raison d'un manque d'approvisionnement en eau.

Plusieurs études sont menées dans un but de comprendre les effets de la sécheresse, en particulier à travers plusieurs indices qui ont été développés pour quantifier cette dernière, chacun avec ses avantages et inconvénients. Ces indices de sécheresse peuvent être classés selon les trois catégories suivantes :

- i. Les indices de sécheresse basés sur des mesures des précipitations (par exemple, Palmer Drought Severity Index (*PDSI*, Palmer, 1965), Rainfal Anomaly Index (*RAI*, Van Rooy, 1965), les déciles (Gibbs et Maher, 1967), crop moisture index (*CMI*; Palmer, 1968), Bhalme and Mooly drought index (*BMDI*; Bhalme et Mooley, 1980), l'indice de surface de l'eau d'alimentation (*SWSI*; Shafer et Dezman, 1982), l'indice national des précipitations (*NRI*; Gommès et Petrassi, 1994), l'indice de précipitations normalisé (*SPI*; . McKee *et al.*, 1993 ; McKee *et al.*, 1995), la remise en état et de la sécheresse index (*RDI*; Weghorst, 1996). Le *PDSI* est l'un des indices les plus importants utilisés pour la sécheresse météorologique, et permet de quantifier les changements à long terme de l'aridité sur les masses terrestres mondiales (Palmer, 1965). Il intègre la précipitation avant, l'approvisionnement en eau et l'humidité dans un système hydrologique. Un indice de sécheresse multi-scalaire basée sur les

précipitations et l'évapotranspiration, appelé Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (*SPEI*), a également été proposé par (Vicente-Serrano *et al.*, 2010).

- ii. Les indices de sécheresse basés sur l'estimation de l'humidité du sol (Soil Moisture Drought Index (*SMDI*, Meyer et Hubbard, 1995).
- iii. Les indices de sécheresse basés sur des observations satellitaires. Durant les dernières décennies, la télédétection a montré un fort potentiel pour le suivi de la dynamique de la végétation et de ses variations au fil du temps, principalement parce qu'elle fournit une large couverture spatiale de façon répétitive, homogène et systématique. Le *NDVI* (Normalized Difference Vegetation Index) est un indice de végétation qui reflète l'état physiologique de la végétation par simple différenciation entre les canaux Rouge et Proche Infrarouge.

Grâce à sa formulation, il décrit vigoureusement la végétation verte en dépit des variations des conditions atmosphériques dans les bandes rouge et proche infra-rouge (Fraser et Kaufman, 1985 ; Holben, 1990). Un fort *NDVI* indique un degré élevé d'activité photosynthétique (Rouse *et al.*, 1974, Tucker, 1979). Diverses études de sécheresses ont été proposées en utilisant cet indice. Citons l'exemple du *VCI* (Vegetation Condition Index) proposé par Kogan (Kogan, 1995).

$$VCI = 100 (NDVI - NDVI_{min}) / (NDVI_{max} - NDVI_{min}) \quad (\text{Eq III.1})$$

Avec *NDVI*, *NDVI_{min}*, *NDVI_{max}* sont respectivement *NDVI* lissé par semaine ; *NDVI* minimal et maximal observé sur plusieurs années. Le *VCI* varie entre 0 et 100, ce qui correspond à des conditions de végétation allant de très défavorable à optimale.

Le *DEV.NDVI* est également un indice calculé à partir du *NDVI* décrivant l'état de la végétation. On le définit comme suit :

$$DEV.NDVI = NDVI_i - NDVI_{i,m} \quad (\text{Eq III.2})$$

Avec *NDVI_i* le *NDVI* estimé au mois *i* et *NDVI_{i,m}* le *NDVI* moyen au mois *i*, ces deux grandeurs sont calculées à partir de la série temporelle de *NDVI*.

Un autre indice est également proposé par Kogan (Kogan,1995) le *TCI* (Temperature Condition Index) définie comme suit :

$$TCI = 100 (BT - BT_{min}) / (BT_{max} - BT_{min}) \quad (\text{Eq III.3})$$

Avec BT , BT_{min} et BT_{max} sont respectivement la température de brillance lissée à l'échelle de la semaine, température minimale et maximale observée sur une période de plusieurs années.

Par exemple, Singh et Bhuiyan et al. (Singh *et al.*, 2003 ; Bhuiyan et Kogan, 2010) ont analysé parallèlement les indices *VCI* et *TCI* sur des sites en Inde. Quiring et al. (Quiring et Ganesh, 2010) ont évalué l'utilité de l'indice *VCI*, en le comparant avec des indices météorologiques fréquemment utilisés. Ils ont montré que l'indice *VCI* répond plus fortement à des conditions de stress hydrique prolongé (6-9 mois), et semble être moins sensible à une diminution à court terme des précipitations. Leur analyse a montré que cet indice n'est pas un indicateur spatialement invariant de la sécheresse. Peters et al. (Peters *et al.*, 2002) ont proposé un indice normalisé de végétation appelé Standardized Vegetation Index (*SVI*), en utilisant les données de *NDVI* toutes les deux semaines issues du satellite NOAA « Advanced Very High Resolution Radiometer » (AVHRR) pour surveiller les zones de sécheresse. Gouveia *et al.* (2009) ont utilisé les données SPOT-VEGETATION pour évaluer la sécheresse et le stress de la végétation au Portugal.

Plusieurs approches ont été développées pour exploiter l'information issue de la télédétection infrarouge thermique dans le but d'estimer l'état hydrique d'une végétation (Jackson *et al.*, 1981 ; Wanjura *et al.*, 1984 ; Asrar *et al.*, 1985 ; Krieg *et al.*, 1993 ; Moran, 1994). Dans ce sens, plusieurs indicateurs de stress ont été développés: *SDD* (Stress Degree Day, Idso *et al.*, 1977), *CT* (Canopy Temperature, Berliner *et al.*, 1984 ; Moran, 2001), *CWSI* (Crop Water Stress Index, Jackson *et al.*, 1981), *WDI* (Water Deficit Index, Moran *et al.*, 1994 ; Luquet, 2002).

Dans ce chapitre, nous mettons l'accent sur l'analyse de la dynamique du couvert végétal sur le site de Merguellil, particulièrement durant les épisodes de sécheresse qui se sont produites ces deux dernières décennies. Notre étude sera basée sur une analyse statistique des séries temporelles SPOT-VEGETATION. En première partie, nous allons aborder la question de persistance du couvert végétal face à un événement extrême. En deuxième partie, nous allons proposer un nouvel indice de sécheresse avec sa validation.

III-1 Variation temporelle de *NDVI*

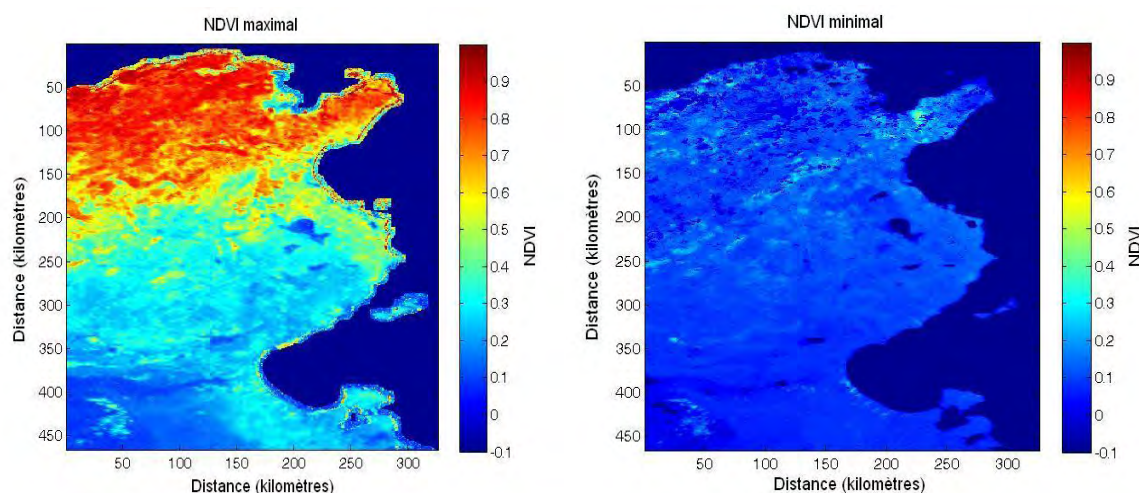


Figure III.1 : Cartes de *NDVI* max et min de la Tunisie trouvés au cours de la période allant de 1998 à 2010.

Pour notre étude, on dispose de 13 années de synthèse décadaire de *NDVI* SPOT-VEGETATION qui s'étend de septembre 1998 à août 2010. Ces données sont fournies et traitées par le VITO (Belgique).

La figure III.1 montre deux images de la Tunisie, prises respectivement en saison sèche et saison humide. On observe d'abord une variabilité spatiale du nord au sud avec un maximum de densité végétale au nord. En effet, en termes d'étages bioclimatiques et selon la classification d'Emberger, la Tunisie est subdivisée en 4 étages : étage humide à l'extrême Nord ; étage sub-humide au Nord ; étage semi-aride et aride au centre et une partie du sud et l'étage saharien au sud. Cette classification est en parfaite cohérence avec la dynamique de *NDVI* en prenant l'axe Nord-Sud. Ensuite, on observe une augmentation de la dynamique végétale en période hivernale en cohérence avec la dynamique des précipitations, présentes principalement sur la période Septembre-Mai.

Nous allons se focaliser sur notre zone d'étude située en Tunisie centrale (la plaine de Kairouan) qui est une zone semi-aride, caractérisée par des événements extrêmes en particulier des fréquentes périodes de sécheresse. Nous avons analysé sur notre zone d'étude la dynamique de la couverture végétale et son évolution au fil du temps.

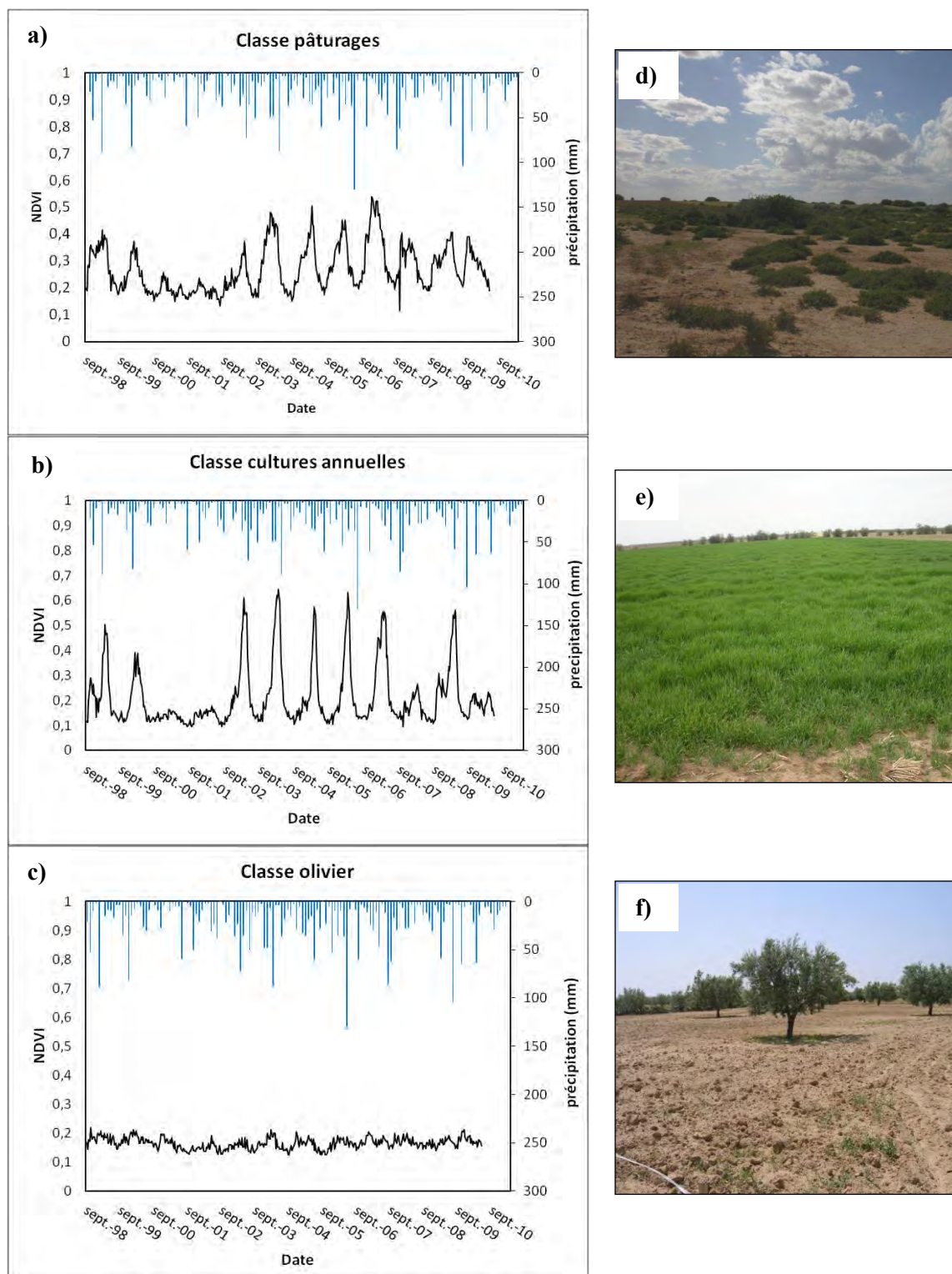


Figure III.2 : Variations temporelle du *NDVI* pour les 3 types de couvertures de Septembre 1998 au Juin 2010. L'échelle de l'abscisse est exprimée en décade (= 10 jours).

La figure III.2 (a-c) présente les séries chronologiques *NDVI* et les précipitations mensuelles enregistrées au cours des 13 dernières années (Septembre 1998-Juin 2010), pour les trois types de végétation: les pâturages, les cultures annuelles et les oliviers. Pour chaque cas, les données *NDVI* et les précipitations correspondent à une moyenne sur une zone sélectionnée,

avec un type de couvert végétal homogène. Figure III.2 (d-f) sont des photographies, illustrant les types de couverture végétale correspondantes. Dans tous les cas, des différences qualitatives peuvent être observées dans la série *NDVI*, entre les saisons sèches et humides.

Pour les deux premiers types de couverts, des dynamiques relativement fortes de *NDVI* sont observés durant les années humides et des dynamiques faibles durant les années sèches, c'est le cas des deux saisons agricoles 2000-2001 et 2001-2002. En effet, le maximum de *NDVI* des cultures annuelles, par exemple, atteint seulement 0,2 en 2001-2002, une année très sèche, par rapport à la valeur de 0.65 en 2003-2004, l'année la plus humide des 13 dernières années. La dynamique de *NDVI* des oliviers n'est vraiment pas influencée par les saisons sèches et humides. En raison de la faible pluviométrie annuelle, les arbres en agriculture pluviale sont en effet plantés à une vingtaine de mètres les uns des autres, et le *NDVI* de ces oliveraies est donc proche de celui d'un sol nu, variant entre 0.15 et 0.2.

III-2 Analyse de la persistance

La forte dépendance de la végétation par rapport à la disponibilité en eau a été longtemps reconnue dans les régions semi-arides méditerranéennes (Eagleson, 2002 ; Rodriguez-Iturbe and Porporato, 2004 ; Vicente-Serrano and Heredia-Laclaustra, 2004 ; Vicente-Serrano, 2007).

Un effet combiné du manque de précipitations au cours d'une certaine période avec d'autres anomalies climatiques telles que la température élevée, vent fort et faible humidité relative, sur un domaine particulier peut entraîner une réduction du taux de la couverture végétale. Lorsque les conditions de sécheresse font fin, la végétation va suivre son développement (Nicholson *et al.*, 1998), mais le processus de récupération peut durer pendant long temps (Diouf et Lambin, 2001). L'objectif de cette partie est de comprendre l'attitude de la couverture végétale par rapport à la sécheresse. Pour cela, nous proposons l'application de l'analyse fractale sur les séries de données SPOT- VEGETATION. Cette approche est déjà appliquée sur des zones humides en Italie (Lanfredi *et al.*, 2004).

III-2-1 Méthode utilisée : analyse fractale

- Principe

La fin des années 70 a vu se développer la notion de géométrie fractale (Mandelbrot, 1977 ; Petland, 1984 ; Gouyet, 1992) dans de nombreux domaines de la physique. Le concept fractal introduit par Mandelbrot fournit un cadre solide pour étudier de nombreux phénomènes naturels dans divers secteurs de la science. La géométrie fractale devient ainsi le complément

de la géométrie euclidienne dans cette description de la nature souvent caractérisée par des formes et des surfaces complexes, difficilement décrites par des formes simples et qui nécessitent des structures géométriques adaptées.

L'introduction de la notion fractale a permis d'offrir des modèles très proches de la réalité de plusieurs objets naturels. C'est ainsi que ces dernières années, la recherche s'est orienté vers des domaines où de nombreux phénomènes physiques ou objets présentent une structure fractale (Chen *et al.*, 1996 ; Jakemin, 1982 ; Keller, 1987), comme les nuages, les arbres, les montagnes, certaines plantes, ...

Mandelbrot a développé plusieurs modèles mathématiques fractals. Nous avons choisis le modèle fractionnaire brownien. C'est une extension de la notion usuelle du mouvement brownien. Le mouvement brownien présente une grande importance historique. Il fut le premier exemple d'un processus physique non dérivable.

Une fonction $h(x)$ est une fonction fractionnaire brownienne si

$$\forall x, \Delta x \quad Pr \left(\frac{h(x + \Delta x) - h(x)}{\|\Delta x\|^H} < y \right) = F(y) \quad (\text{Eq III.4})$$

Où $F(y)$ est une fonction de distribution cumulative indépendante de x . Le paramètre H s'appelle l'exposant de Hurst.

Cette condition est applicable dans le cas général où x et $h(x)$ sont des vecteurs. Si x et $h(x)$ sont des scalaires, alors la dimension fractale D d'un graphe décrit par $h(x)$ s'exprime sous la forme suivante :

$$D = 2 - H \quad (\text{Eq III.5})$$

$H=1/2$ correspond à une fonction brownienne classique.

La fonction brownienne fractionnaire est une fonction continue qui respecte la description statistique établie en (Eq III.4) pour toutes les échelles Δx sur un intervalle $[\Delta x_{min}, \Delta x_{max}]$.

- Calcul de la dimension fractale :

La dimension fractale est un des paramètres les plus importants pour la description d'une courbe fractale (Mandelbrot, 1982). On peut la calculer par des méthodes diverses.

La détermination de la dimension fractale est équivalente au calcul de l'exposant H ($D=2-H$).

L'hypothèse fractale doit être testée statistiquement sur toute la courbe étudiée. Le tracé de $\log(\Delta h)$ fonction de $\log(\Delta x)$ doit vérifier une loi affine. Le paramètre H (donc la dimension

fractale) est calculé en ajustant la courbe par une droite par la méthode des moindres carrés. Il existe plusieurs autres méthodes pour le calcul de la dimension fractale tel que la méthode des boîtes (Chen, 1993) couramment utilisée, la méthode des boules disjointes (Gouyet, 1992). Tricot (Tricot, 1982) a proposé aussi la méthode des éléments structuraux et la méthode des intersections.

- Application à notre cas d'étude

Pour caractériser quantitativement les variabilités temporelles de la dynamique du *NDVI*, avec pour objectif de comprendre le comportement du couvert face à des événements extrêmes, nous avons procédé à l'étude de la persistance du couvert par analyse fractale (Lanfredi *et al.*, 2004). Dans la présente étude, notre caractérisation fractale est basée sur la densité spectrale de puissance de la série chronologique *NDVI*.

On définit la densité spectrale de puissance (*DSP* en abrégé, *Power Spectral Density* ou *PSD* en anglais) comme étant le carré du module de la transformée de Fourier, divisée par le temps d'intégration T (ou, plus rigoureusement, la limite quand T tend vers l'infini de l'espérance mathématique du carré du module de la transformée de Fourier du signal, on parle alors de densité spectrale de puissance moyenne).

Soit une fonction aléatoire $V(t)$. On peut la caractériser par sa *DSP* $S_v(f)$. $S_v(f)$ est le carré moyen de $V(f)$ par unité de largeur de bande par exemple à la sortie d'un filtre de $V(f)$, de largeur Δf autour de f (Van Der Zeil, 1970) :

$$S_v(f) = \langle |V(f)|^2 \rangle / \Delta f \quad (\text{Eq III.6})$$

Si l'on définit la transformée de Fourier $V(f, T)$ de $V(t)$ pour $0 < T < \infty$ par :

$$V(f, T) = \frac{1}{T} \int_0^T V(t) e^{2\pi i f t} dt \quad (\text{Eq III.7})$$

$$\text{Alors } S_v(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} \langle |V(f, T)|^2 \rangle / T \quad (\text{Eq III.8})$$

On peut également lier la densité spectrale à la fonction de corrélation à deux points de $V(t)$:

$$G_v(\tau) = \langle V(t)V(t+\tau) \rangle - \langle V(t) \rangle^2 \quad (\text{Eq III.9})$$

En particulier pour un bruit Gaussien $S_v(f) = \text{constante}$ et $G_v(\tau) = \Delta V^2 \delta(\tau)$ est complètement décorrélé.

Pour une loi de puissance

$$Sv(f) = 1/f^\beta \text{ avec } 0 < \beta < 1 \quad (\text{Eq III.10})$$

on a

$$Gv(\tau) = \tau^{\beta-1} \quad (\text{Eq III.11})$$

Pour un mouvement brownien fractionnaire $V_H(t)$, on a la relation :

$$\beta = 2H + 1 \quad (\text{Eq III.12})$$

Le mouvement brownien $V_H(t)$ en dimension d , a une dimension fractale D et une densité spectrale $Sv(f) = 1/f^\beta$ telles que $D = d + 1 - H = d + (3 - \beta)$

Dans le cas fractal, la densité spectrale pourrait être approximée par l'équation ci-dessous :

$$S(f) = 1/f^\beta \quad (\text{Eq III.13})$$

La dimension fractale est évaluée à partir de la pente β qui décrit la variation temporelle du signal. La dimension fractale est donc dérivé de la pente β avec un ajustement linéaire par moindres carrés pour les données à l'échelle logarithmique, la dimension fractale est égale à $D = 5/2 - \beta / 2$.

Nous considérons trois cas :

- Si $\beta=0 \rightarrow$ le signal est purement aléatoire. Dans ce cas, nous considérons le processus sans mémoire. Il n'y a aucun rapport entre différentes fluctuations.
- Si $(\beta>0) \rightarrow$ la variabilité temporelle est persistante.
- Si $(\beta<0) \rightarrow$ la variabilité temporelle est non persistante.

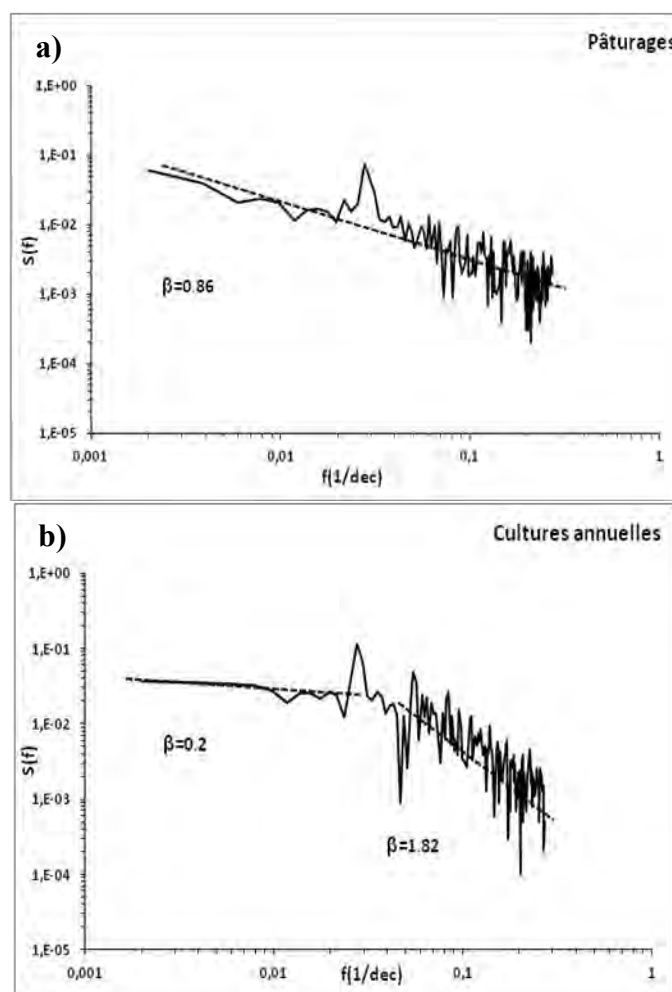
III-2-2 Analyse de la persistance des différents types de couverts

La densité spectrale de puissance de chaque série $NDVI$ a été calculée afin d'analyser le comportement de persistance des trois types de la couverture végétale.

- Pâturages

Figure III.3 (a) représente la densité spectrale de puissance calculée. Pour ce type de végétation, la pente β est égale à 0.86.

Un pic de puissance élevé peut aussi être observé, qui correspond à la périodicité du cycle annuel de la végétation. L'influence de la périodicité annuelle n'a pas été éliminée directement à partir du signal temporel avant de calculer la densité de puissance, tel que proposé par (Gouveia et *al.*, 2009). En fait, il est possible d'extraire le signal haute fréquence seulement, pourvu qu'il n'y ait pas d'événements extrêmes, ce qui n'est pas le cas sur notre site. Le pic correspondant à la fréquence annuelle n'est pas pris en compte dans le calcul de la pente. La valeur de la pente indique la présence d'une dynamique persistante, avec des mécanismes de rétroaction positive. La relation linéaire de la courbe log-log est valable pour des échelles comprises entre 2 ans environ et deux décennies. Ce résultat indique, en particulier, un effet persistant de la sécheresse pour ce type de végétation, qui peut durer plus d'un an. Ce résultat peut être expliqué par le fait qu'un pourcentage élevé des pâturages n'a pas de végétation annuelle, mais est désormais couvert par la végétation courte, qui se développe sur une période de plusieurs années. Suite à un événement de grave sécheresse et la disparition d'une partie de la couverture végétale, ce dernier peut exiger plus d'un an pour récupérer le degré de couverture qu'il représentait avant la sécheresse.



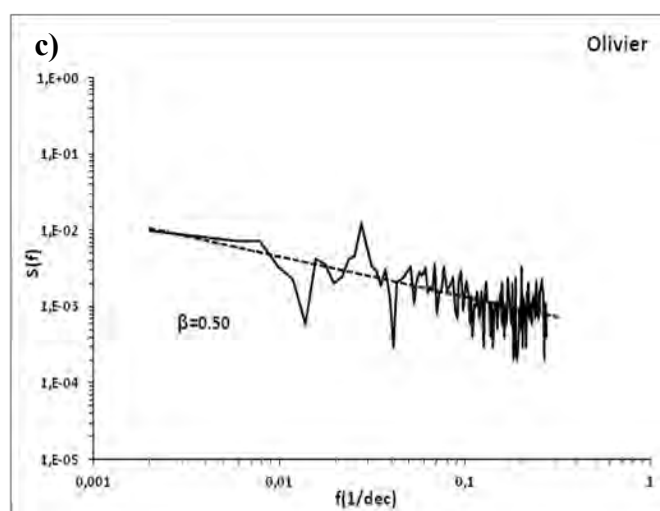


Figure III.3 : Densité spectrale de puissance : a) pâturages ;b) cultures annuelles et c) olivier

- Cultures annuelles

Les résultats présentés dans la figure III.3 (b) indiquent deux types de comportement: le premier est mis en évidence par la pente nettement positive dans l'intervalle de un an à deux décennies, et la deuxième tendance est représentée par la pente proche de zéro, à des fréquences correspondant à une période de plus d'un an. Le pic qui se produit à la rupture entre ces deux tendances indique la périodicité annuelle de l'indice de la végétation *NDVI*. La première tendance (pente positive = 1.82) indique un comportement persistant, correspondant à l'échelle d'une saison agricole. Dans la pratique, les effets d'une période de sécheresse se fait sentir tout au long de la saison complète. Après cette saison, il n'y a aucun souvenir de ce qui s'est passé un an auparavant. En fait, au début de l'automne, la quantité d'eau dans le sol est toujours très proche de zéro, indépendamment du fait que la saison précédente était humide ou sèche. Pour cette raison, la deuxième tendance (fréquences inférieures à un an) correspond à un processus sans mémoire.

- Olivier non irrigué

Dans le cas des oliviers non irrigués, la figure III.3 (c) se caractérise par une faible pente de 0.50, et donc un faible degré de persistance, comparé à celle des pâturages. L'effet de persistance faible indique la résistance des oliviers à la sécheresse. En effet, dans ces zones semi-arides, les oliviers sont très résistants à de fréquentes périodes de sécheresse, en particulier en raison de la grande distance entre les arbres (environ 20 m), ce qui permet à leurs racines la recherche du stock d'eau disponible sur des grandes surfaces et profondeurs.

III-3 Développement d'un indice d'anomalie de la végétation (VAI)

Les périodes de sécheresse ont une forte influence sur la dynamique de la végétation, avec des effets de persistance sur de longues périodes. On observe clairement des différences entre les années sèches et humides, pour les trois principaux types de végétation présents sur notre site d'étude.

Dans cette section, nous proposons d'utiliser un indice simple, qui peut fournir une illustration quantitative de l'état de stress de la végétation et de l'influence de la sécheresse sur la végétation. Cet indice appelé « Vegetation Anomaly Index » (VAI) est basé sur les analyses statistiques de la série temporelle *NDVI* de SPOT VEGETATION.

$$VAI_i = \frac{NDVI_i - (NDVI_i)_{mean}}{\sigma_i} \quad (\text{Eq III.7})$$

Avec

$NDVI_i$ est le *NDVI* estimé au mois i ; $(NDVI_i)_{mean}$ est la valeur moyenne du *NDVI* au cours du mois i , dérivée à partir de la série temporelle de *NDVI* de 13 ans ; σ_i correspond à l'écart type des *NDVI* au mois i , calculé sur la même période de 13 années.

Deux cas de valeurs sont envisageables :

- Lorsque le *VAI* est supérieur à zéro, cela correspond à une valeur élevée de *NDVI*, ce qui implique l'absence de contrainte ou de sécheresse ;
- Lorsque le *VAI* est négatif, cela correspond à une faible valeur *NDVI*, ce qui est à priori le résultat d'une sécheresse ou une période avec un manque de précipitations.

Nous avons calculé cet indice pour les trois types de couverture végétale décrits précédemment.

III-4 Validation de l'indice VAI

Dans cette section, nous allons discuter les variations du *VAI* pour chaque mois pendant la saison pluvieuse, à partir du mois de décembre jusqu'au mois de mai. En termes de validation, nous allons en premier lieu analyser la corrélation entre cet indice et les précipitations enregistrées. En second lieu la validation sera faite à travers des comparaisons avec d'autres indices proposés dans la littérature scientifique.

III-4-1 Corrélation du *VAI* avec les précipitations

Pour chaque mois i , nous calculons d'abord la précipitation cumulée CP_n , qui s'écrit:

$$CP_{n,i} = P_{i-n} + P_{i-n+1} + \dots + P_{i-1} + \sum_{j=1}^{30} \left(Pd_j \times \frac{(30-j)}{30} \right) \quad (\text{Eq III.8})$$

Avec

P_{i-n} est le total des précipitations au mois $i-n$, ... ;

P_{i-1} est le total des précipitations au mois $i-1$;

Pd_j est la précipitation au jour j , au cours du mois i .

Pour un mois donné i , nous avons attribué un poids à la précipitation du mois précédent, parce que l'indice de végétation *NDVI* pour le mois i est influencée principalement par la précipitation qui est tombé au cours des mois précédents. Dans la pratique, les précipitations mesurées pendant les derniers jours de chaque mois ne peuvent avoir qu'un effet très limité sur l'indice de végétation estimé au cours de ce même mois. Par exemple, pour $n = 3$, ce qui correspond à la pluviométrie totale de 4 mois nommée CP_3 .

Afin de valider l'indice proposé, nous avons étudié la corrélation de la *VAI* avec les précipitations enregistrés via les précipitations cumulées $CP_{n,i}$ (avec n inférieur à 6). Le tableau 1 illustre les coefficients de corrélation entre le *VAI* et les cumuls de précipitations de 3 mois (CP_2), 4 mois (CP_3) et 5 mois (CP_4), pour les trois types de couverture végétale. La plus forte corrélation est trouvée pour n égal à 3 c'est-à-dire un cumul de précipitation de 4 mois. En général, un degré élevé de corrélation est observé entre *VAI* et les précipitations pour les cultures annuelles et les pâturages. Un *VAI* positif correspond généralement à un niveau élevé de précipitations, tandis qu'une diminution des précipitations se traduit généralement par une diminution du *VAI*. Dans le cas des oliviers, le coefficient de corrélation est plus faible, ce qui peut être attribuée à l'influence limitée de la sécheresse sur ce type de végétation très résistante (cf paragraphe III.2.2) mais aussi pour sa fraction de végétation limitée (environ 5 à 8%).

Le tableau 1 montre que les précipitations n'ont pas d'impact immédiat sur la végétation, mais plutôt un effet cumulatif. Dans la plupart des cas, les précipitations enregistrées à un mois donné n'affectent pas immédiatement la végétation au même mois, mais il s'agit d'une réponse retardée sur une plus longue période. Des études antérieures ont déterminé le temps de réponse du *NDVI* par rapport à la précipitation dans différentes régions. Yang *et al.* (1997) ont trouvé que la réponse du *NDVI* aux précipitations est décalée de 5 à 7 semaines pour tous

les types de végétation dans le Nebraska. Une récente étude de Wang et al. (Wang *et al.*, 2003) indique un temps de réponse de 4 à 8 semaines. Pour les périodes entre 6 et 12 mois, les corrélations ne s'améliorent pas (Yang *et al.*, 1997), cela est dû au fait qu'une longue échelle de précipitation tend à diminuer la variance de la réponse de la végétation.

Tableau III.1 : coefficients de corrélation R^2 entre le *VAI* et les cumuls de précipitation pour les trois types de couvertures

Mois	Cultures annuelles	Pâturages	Cultures annuelles	Pâturages	Olivier	Cultures annuelles	Pâturages
	<i>CP2</i>		<i>CP3</i>			<i>CP4</i>	
Septembre	0,000	0,001	0,006	0,238	0,032	0,000	0,001
Octobre	0,017	0,048	0,131	0,678	0,218	0,017	0,048
Novembre	0,001	0,000	0,035	0,245	0,004	0,001	0,000
Décembre	0,122	0,007	0,349	0,185	0,084	0,122	0,007
Janvier	0,197	0,000	0,444	0,497	0,020	0,197	0,000
Février	0,106	0,000	0,326	0,119	0,000	0,106	0,000
Mars	0,463	0,001	0,681	0,572	0,028	0,463	0,001
Avril	0,328	0,013	0,573	0,544	0,115	0,328	0,013
Mai	0,111	0,000	0,333	0,222	0,013	0,111	0,000
Juin	0,006	0,000	0,078	0,054	0,011	0,006	0,000
Juillet	0,011	0,001	0,105	0,126	0,032	0,011	0,001
Août	0,013	0,000	0,115	0,019	0,004	0,013	0,000

L'analyse de corrélation illustre la robustesse de l'indice proposé (tableau III.1). Les plus fortes corrélations sont observées au milieu du stade de croissance (R^2 autour de 0,68), les corrélations sont moins importantes en début du cycle et en période de sénescence. Par exemple, en Mars et Avril des corrélations positives sont observées entre l'indice de végétation et les précipitations. Mars et Avril sont les mois de pointe de verdure pour les cultures annuelles. Cela implique que les plantes sont plus sensibles à la disponibilité en eau au cours de la phase de croissance. En Juin, Juillet et Août, il n'y a pas de corrélation significative au moment où la plupart de la végétation dans cette région se rapproche la sénescence complète.

III-4-2 Validation du *VAI* avec d'autres indices

Plusieurs indices de végétation trouvés en littérature quantifient le stress de la végétation, nous avons choisies deux indices robustes et opérationnels pour les comparer avec l'indice proposé dans cette étude.

III-4-2-1 Validation avec le VCI (Vegetation Condition Index)

Les comparaisons entre les deux indices VAI et VCI sont illustrées à la figure III.4 pour les trois types de végétations. Ces deux indices sont calculés sur une base mensuelle, en utilisant toutes les observations enregistrées à la saison pluvieuse, c'est à dire entre décembre et mai. Pour les trois types de végétation, ces deux indices sont corrélés. Pour les pâturages et les oliviers, une relation approximativement linéaire peut être observée.

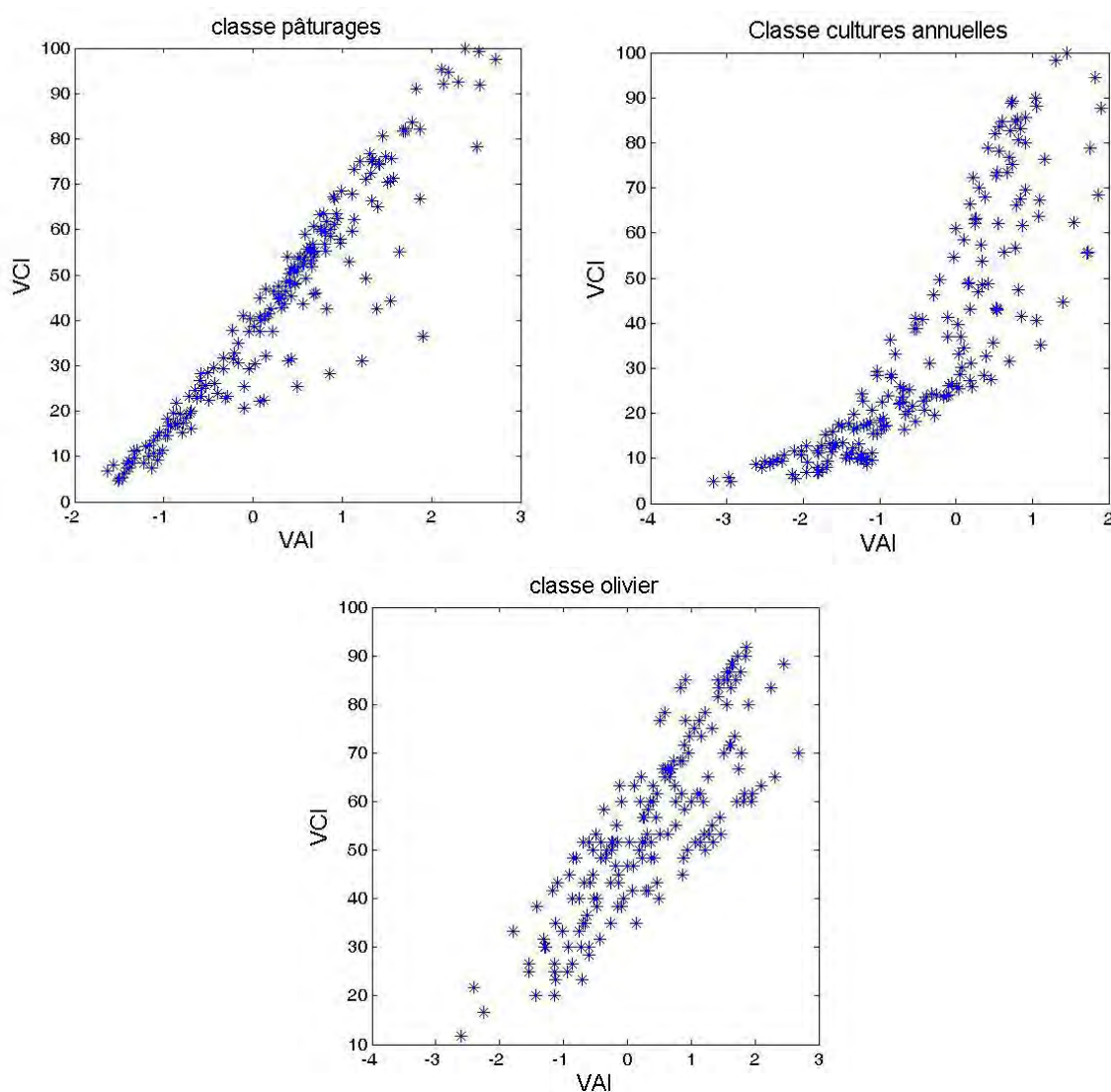


Figure III.4 : Comparaison des indices VAI et VCI durant la saison pluvieuse (décembre à Mai)

Dans le cas des cultures annuelles, on distingue deux tendances différentes, avec un début de saturation pour les valeurs positives de VAI se produisant lorsque le VCI atteint une valeur d'environ 40. Ceci est dû en premier au fait que seulement les valeurs minimales et maximales de $NDVI$ sont pris en compte dans le calcul de VCI , et secondo à une forte différence entre les $NDVI$ des saisons sèches et humides déterminées pour les cultures annuelles, par rapport à ceux calculés pour les deux autres types de couverture. Ces deux facteurs conduisent d'une

part à un écart élevé entre la valeur statistique moyenne de l'indice de végétation $NDVI$ et le niveau moyen calculé pour l'indice VCI , et d'autre part à un écart-type élevé utilisé pour le calcul du VAI , ce qui tend à l'empêcher d'augmenter au-delà d'une valeur d'environ 2.

Pour les mêmes raisons, la valeur zéro pour le VAI ne correspond pas exactement à une valeur de 50 pour l'indice de VCI . La différence entre les valeurs statistiques moyennes, et la valeur moyenne calculée à partir des valeurs minimum et maximum de $NDVI$ seulement peut varier d'une région à une autre et d'un type de couvert végétal à un autre. Sur la base des différences observées entre ces deux indices, le VAI se révèle avoir une meilleure performance en termes de mesure de l'intensité de sécheresse.

III-4-2-2 Validation avec le $DEV.NDVI$ (Deviation Of $NDVI$)

La figure III.5 présente une comparaison entre les indices VAI et $DEV.NDVI$, tel que défini dans l'introduction.

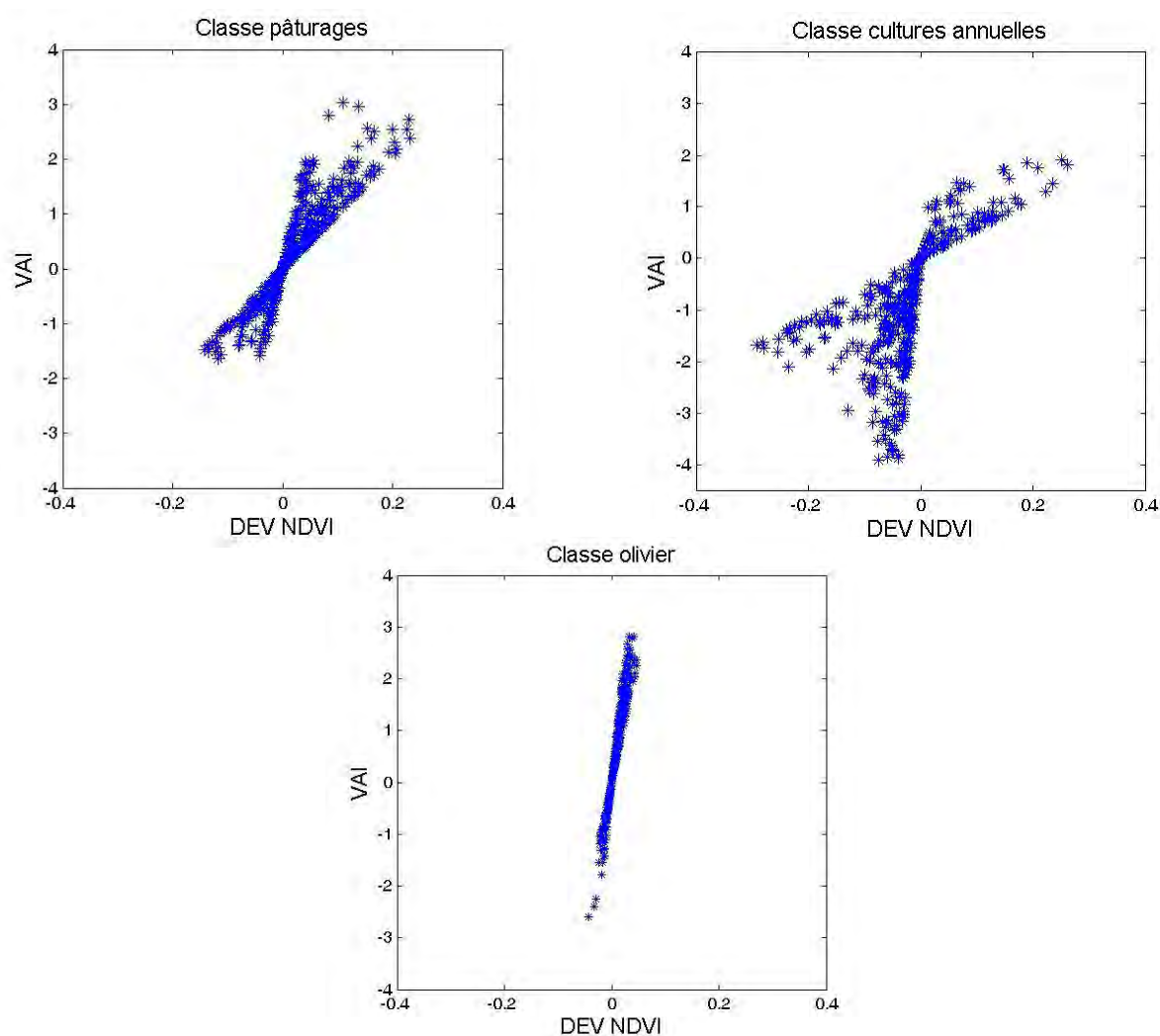


Figure III.5 : Comparaison des indices de VAI et VCI durant la saison pluvieuse (de décembre à mai).

Certaines différences sont observées entre les deux indices. Le *VAI* est simplement le produit de *DEV.NDVI* et l'écart-type calculé pour chaque mois. Une bonne cohérence peut être observée entre les deux indices pour chaque mois. Les saisons sèches sont caractérisées par des valeurs négatives pour les deux indices tandis que les saisons pluvieuses par des valeurs positives. Cependant, d'un mois à l'autre, des variations de la relation linéaire entre les deux indices peuvent être observés, ceci étant une conséquence des variations de l'écart-type calculé d'un mois à un autre. Ce résultat met en évidence les limites de l'indice *DEV.NDVI* pour l'estimation de l'intensité de la sécheresse. Ceci est particulièrement visible dans le cas de la couverture d'olivier, pour laquelle il n'y a que de petites variations de *NDVI*. En effet, la division par l'écart-type mensuel utilisé dans la détermination du *VAI* (cf équation III.7), permet de calculer une valeur normalisée, ce qui est indépendant de la période de temps sélectionnée ou de type de végétation. Ainsi, le *VAI* pourrait fournir une description plus détaillée de la dynamique du couvert végétal, sans avoir besoin d'autres formes complémentaires ou auxiliaires de données.

III-5 Application du *VAI*

Dans cette section, nous allons présenter les résultats relatifs à l'application du *VAI* aux trois classes de couvertures que nous comparons avec les cumuls de précipitations. Sachant que les plus fortes corrélations sont trouvées pour un cumul de précipitation de 4 mois, nous avons donc choisis de les détailler. Nous présentons en annexes 3 et 4 les comparaisons du *VAI* avec les cumuls de précipitations de 3 mois et 5 mois.

III-5-1 Application du *VAI* sur les cultures annuelles

La figure III.6 montre, pour chaque mois, de décembre à mai, les variations du *VAI* avec les précipitations cumulées de quatre mois *CP3*. Selon le mois de l'année, les valeurs du *VAI* se situent entre -3 et 2. A titre d'exemple, au mois de décembre le *VAI* varie entre un minimum de -2.75 en 2000, l'année la plus sèche, et un maximum de 0.5 en 2008. En général, des périodes limitées de sécheresse ou d'un manque de précipitations durant une période de quelques semaines ont été observés chaque année. Cela conduit à une diminution locale du *VAI*.

Qualitativement, une forte corrélation peut être observée entre le *VAI* et les précipitations cumulées *CP3* : une forte diminution de la précipitation cumulative est généralement associée à un effet négatif du *VAI*.

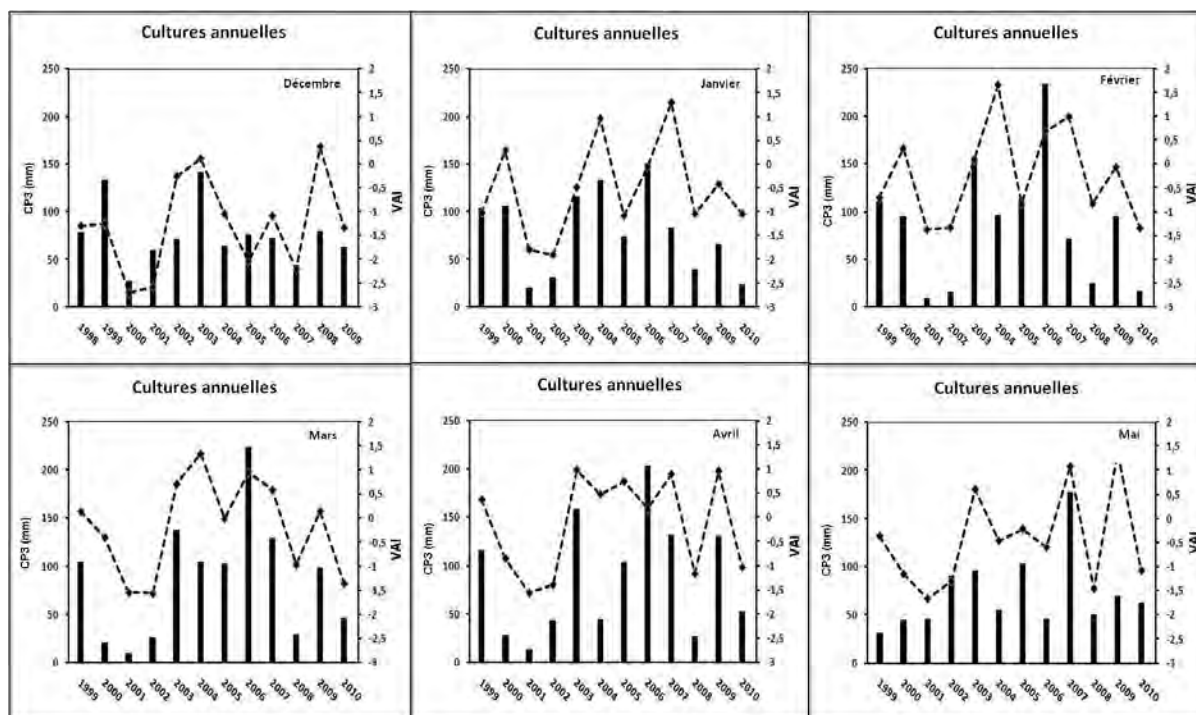


Figure III.6 : Les variations du *VAI* pour chaque mois entre Décembre et Mai, pour le cas des cultures annuelles

Ceci peut être vu par exemple en 2001 et 2002, pour tous les mois (valeurs comprises entre -1,3 et -2). D'autre part, une forte augmentation du *CP3* conduit à un effet positif sur le *VAI*, comme on le voit dans les différents cas, par exemple le mois de Mars 2003 ou 2004.

III-5-2 Application du *VAI* sur les pâturages

La figure III.7 illustre les variations du *VAI* pour le cas des pâturages. Un bon degré de cohérence est observé entre le *VAI* et les précipitations cumulées *CP3*. Au mois de Mars, les valeurs minimales sont de l'ordre de -1.3 observées pour les années les plus sèches 2001 et 2002, ce qui correspond également à la période avec le plus faible niveau de précipitations de toute la série de données. Ces résultats correspondent également à ceux observés pour l'agriculture annuel, tel que discuté dans la section précédente.

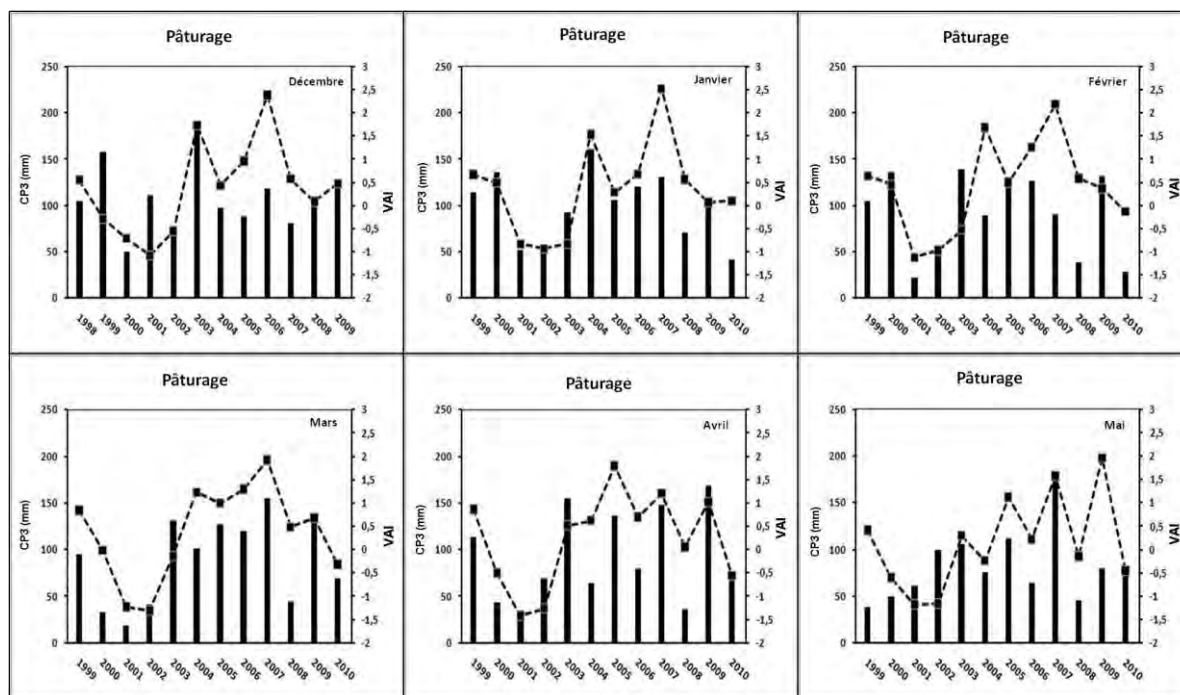


Figure III.7 : Les variations du *VAI* pour chaque mois entre Décembre et Mai, pour le cas des pâturages

III-5-3 Application du *VAI* sur le couvert des oliviers

La figure III.8 montre les variations du *VAI* pour les oliviers. En conséquence des faibles variations de *NDVI* pour cette couverture et en raison de la nature très dispersée de cette végétation et sa résistance élevée aux périodes de sécheresse, le *VAI* est moins sensible à la sécheresse. C'est la raison pour laquelle un faible degré de corrélation est observé avec les cumuls de précipitations (*CP3*) par rapport aux autres couvertures végétales.

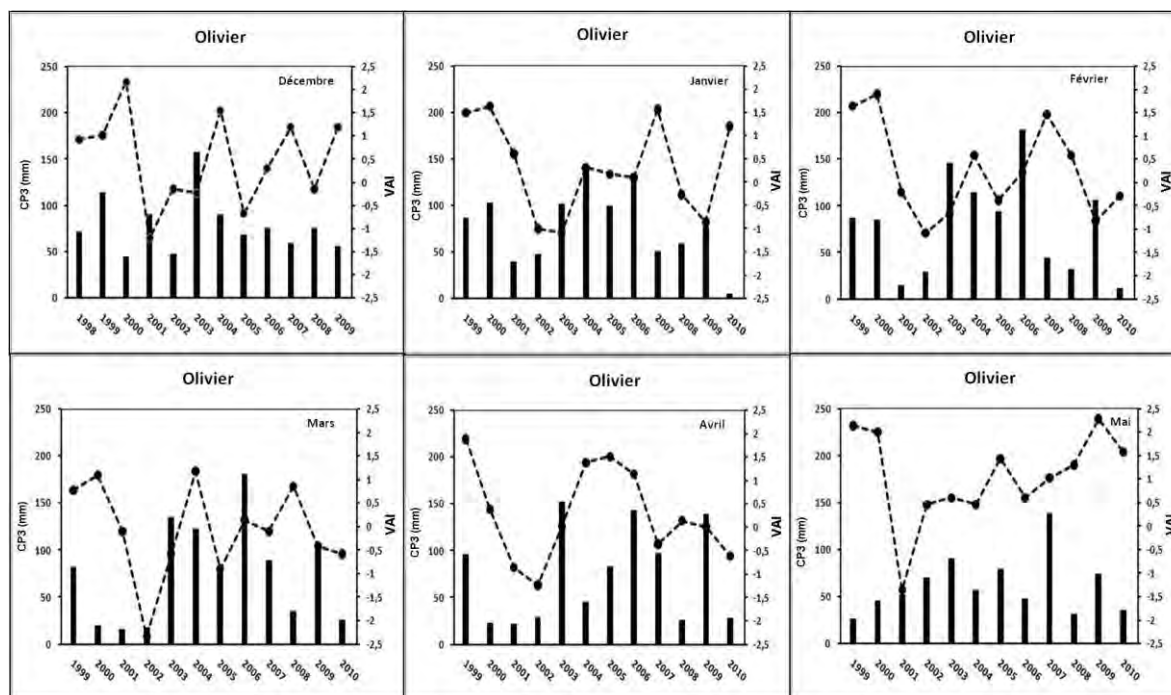


Figure III.8 : Les variations du VAI pour chaque mois entre Décembre et Mai, pour le cas des oliviers

III-5-4 Application du VAI pour l'année la plus sèche et la plus humide

La figure III.9 montre les variations correspondantes entre le VAI et le $CP3$ pour deux périodes différentes; 2000-2001, la période la plus sèche avec une précipitation totale d'environ 100 mm, et en 2003-2004, la période la plus humide avec une précipitation totale d'environ 380 mm. Pour le premier cas, on observe un indice constamment négatif, pour tous les mois, pour les cas des pâturages et les cultures annuelles, ce qui indique un stress de la végétation et la présence de sécheresse pendant toute la durée de la saison. Pour le cas de la couverture de l'olivier, comme mentionné dans la section précédente, la corrélation avec les périodes de sécheresse est moins importante, ce qui s'explique par la résistance des oliviers à ces périodes de sécheresse. Ainsi, le VAI n'est pas toujours négatif.

Durant la saison 2003-2004, l'indice VAI est constamment positif pour les quatre premiers mois à partir de Décembre, ceci en raison de la présence de précipitations durant cette période. A la fin du cycle végétatif l'indice devient négatif en raison de la baisse très importante du stock d'eau dans le sol.

Au cours des autres années, des valeurs positives et négatives de VAI peuvent être à la fois observée, ce qui semble être fortement corrélée avec la présence (ou l'absence) des précipitations.

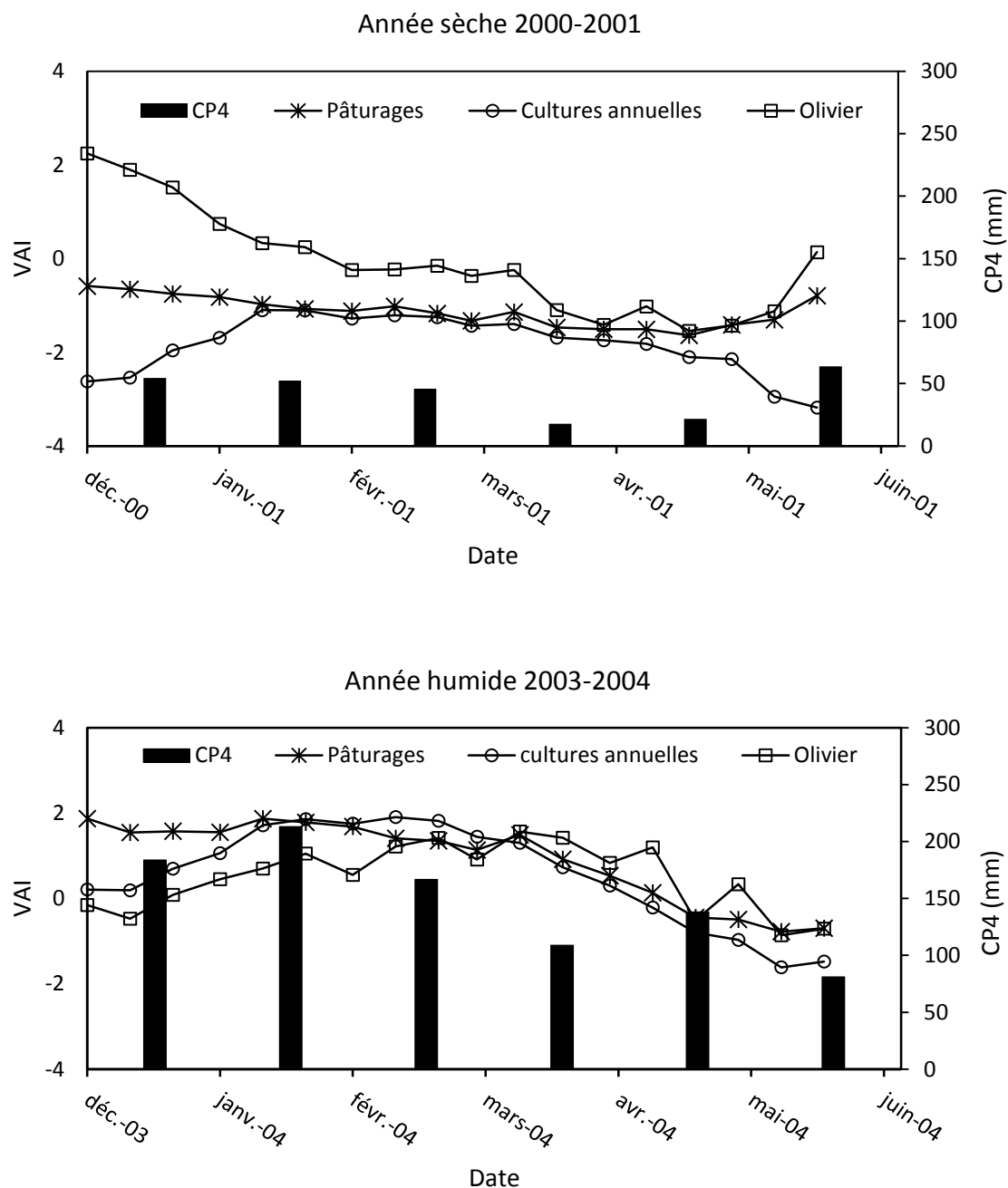


Figure III.9 : Les variations mensuelles de *VAI* de décembre à mai pour les trois types de couverts durant l'année la plus sèche et celle la plus humide

Conclusion

Ce chapitre a été dédié à l'analyse statistique de la dynamique du couvert végétal, paramètre clé dans l'estimation du terme de transpiration.

L'approche choisie repose sur l'analyse des séries temporelles de l'indice *NDVI* issues du satellite SPOT-VEGETATION sur la période de 13 ans (1998-2010).

Dans la première section, nous avons analysé la dynamique du *NDVI* pour les trois types de végétation. Cette analyse a relevé des fortes dynamiques de *NDVI* en général durant les années humides et des faibles dynamiques durant les années sèches. C'est le cas par exemple des années agricoles 2000-2001 et 2001-2002 où on assiste à des événements de sécheresses.

La plaine de kairouan est caractérisée par des fréquentes périodes de sécheresse, ce qui nous a incité à analyser le comportement de la couverture végétale faces ces événements, à travers une analyse de la persistance du couvert à la sécheresse et le développement d'un nouvel indice de sécheresse.

L'analyse fractale effectuée à trois types de couverture des terres (pâturages, cultures annuelles et oliviers) révèle une persistance positive avec la plus grande étant observée pour les cultures annuelles. Pour les oliviers, la persistance est moins prononcée, ce qui prouve encore une fois la résistance de cette culture à des déficits en eaux.

Un indice basé sur les statistiques de la série temporelle de *NDVI*, que nous appelons « Vegetation Anomaly Index » *VAI* est proposé pour le suivi et l'analyse de l'intensité de la sécheresse. Une valeur positive du *VAI* indique une dynamique satisfaisante de la végétation, alors qu'un *VAI* négatif indique la présence de stress de la végétation. Le *VAI* est en premier comparé avec les précipitations. La corrélation entre les deux variables est la plus forte pour les cumuls de 4 mois de précipitations (*CP3*). Ceci est une conséquence du fait que les déficits d'eau ont un effet cumulatif sur la végétation, en particulier dans les régions arides.

La performance du *VAI* est aussi comparée aux deux autres indices bien connus dans la littérature scientifique (*VCI* et *DEV. NDVI*). Cette comparaison confirme la performance du *VAI* à détecter précisément la sécheresse et analyser son intensité. Malgré son fort potentiel, le *VAI* présente certaines limitations, du fait de sa sensibilité potentielle à d'autres effets autres que la sécheresse comme par exemple l'évolution des vocations des terres agricoles et l'hétérogénéité des occupations du sol de la zone d'étude.

Références

- American Meteorological Society (AMS), (2004). Statement on meteorological drought. *Bull. American Meteorological Society*. vol.85, pp: 771–773.
- Asrar, G., E.T., Kanemasu, R.D., Jackson, et P.J., Pinter, (1985). Estimating of total above ground phytomass production using remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, vol.17, pp: 211-220.
- Béthoux JP., (1979). Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependance on the local climate and the characteristics of the Atlantic water. *Oceanol Acta*, vol. 2, pp : 157-63.
- Berliner, P., Oosterhuis, D. M., and Green, G. C., (1984). Evaluation of the infrared thermometer as a crop stress detector. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 31, pp: 219-230.
- Bhalme, H.N.; Mooley, D.A. (1980). Large-scale droughts/floods and monsoon circulation. *Monthly Weather Review*. vol.108, pp: 1197-1211.
- Bhuiyan, C., Kogan, F.N. (2010). Monsoon dynamics and vegetative drought patterns in the Luni basin under rain-shadow zone. *International Journal of Remote Sensing*, vol.31, pp: 3223-3242.
- Chang, T.J., 1991. Investigation of precipitation droughts by use of kriging method. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE vol.117 (6), pp: 935–943.
- Chang, T.J., Kleopa, X.A., (1991). A proposed method for drought monitoring. *Water Resources Bulletin*. vol.27, pp: 275–281.
- Chang, T.J., Stenson, J.R., (1990). Is it realistic to define a 100-year drought for water management? *Water Resources Bulletin*, vol.26 (5), pp: 823–829.
- Chen, S. S., Keller, J. M. and Crownover, R. M. (1993). On the Calculation of Fractal Features from Images, *IEEE Transactions On Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol. 15(10), pp: 1087–1090
- Chen, J., Lo, K. Y., Leung, H. and Litva, J., (1996). The Use of Fractals for Modeling EM Waves Scattering from Rough Sea Surface, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 34(4), pp : 201-209 .
- Clausen, B., Pearson, C.P., (1995). Regional frequency analysis of annual maximum streamflow drought. *Journal of Hydrology*. Vol.173, pp: 111–130.
- Diouf, A., Lambin, E.F., (2001). Monitoring land-cover changes in semi-arid regions: remote sensing data and field observations in the Ferlo, Senegal. *Journal of Arid Environments*, vol.48, pp: 129-148.
- Downing, T.E., Bakker, K., (2000). Drought discourse and vulnerability. In: Wilhite, D.A. (Ed.), *Drought: A Global Assessment, Natural Hazards and Disasters Series*. *Routledge Publishers*, UK.
- Dracup, J.A., Lee, K.S., Paulson, E.G., (1980). On the statistical characteristics of drought events. *Water Resources Research*. Vol.16 (2), pp: 289–296.
- Eagleson, P.S., (2002). Darwinian expression of vegetation form and function, *Ecohydrology*, Cambridge University Press, UK.
- Eltahir, E.A.B., (1992). Drought frequency analysis in Central and Western Sudan. *Hydrological Sciences Journal*. Vol.37 (3), pp: 185–199.
- Estrela, M.J., Penarrocha, D., Millan, M., (2000). Multi-annual drought episodes in the Mediterranean (Valencia region) from 1950–1996. a spatio-temporal analysis. *International Journal of Climatology*. Vol.20, pp: 1599–1618.
- Fraser, R.S., Kaufman, Y.J. (1985). The relative importance of scattering and absorption in remote sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. vol.23, pp: 625-633.

- Frick, D.M., Bode, D., Salas, J.D., (1990). Effect of drought on urban water supplies. I: drought analysis. *Journal of Hydrologic Engineering*. Vol.116, pp: 733–753.
- Gibbs, W.J.; Maher, J.V. (1967). Rainfall Deciles as Drought Indicators; Bureau of Meteorology Bull. 48; *Commonwealth of Australia*: Melbourne, Australia.
- Gibbs, W.J., (1975). Drought, its definition, delineation and effects. In *Drought: Lectures Presented at the 26th Session of the WMO*. Report No. 5. WMO, Geneva, pp. 3–30.
- Gommes, R.; Petrassi, F. (1994). Rainfall Variability and Drought in Sub-Saharan Africa since 1960; *Agro-meteorology Series 9*; *Food and Agriculture Organization*: Rome, Italy, 1994.
- Gouveia, C., Trigo, R.M., DaCamara C.C. (2009). Drought and vegetation stress monitoring in Portugal using satellite data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol.9, pp : 185-195.
- Gouyet, J.F. (1992) Physique et Structures Fractales, *Masson*.
- Holben, B.N., Kaufaman, Y.J., Kendall, J.D. (1990). NOAA-11 AVHRR visible and near-IR inflight calibration. *International Journal of Remote Sensing*, vol.11, pp: 1511-1519.
- Idso, S. B., Jackson, R. D., and Pinter, P. J., (1977). Remote sensing of crop yields. *Science*, vol.196, pp: 19-25.
- Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J., and Pinter, P. J., (1981). Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resource Research*, vol.17, pp: 1133-1138.
- Jakeman, E., (1982). Fresnel Scattering by a Corrugated Random Surface with Fractal Slope, *ournal of the Optical Society of America*. Vol. 72(8).
- Keller, J M., Crownover, R M. and Chen, R Y., (1987). Characteristics of Natural Scenes Related to the Fractal Dimension, *IEEE Transactions On Pattern Analysis And Machine Intelligence*, Vol. PAMI-9(5), pp: 621-627.
- Krieg, D. R., Hatfield, J. L., Gertsis, A. C., and Staggenborg, S. A., (1993). Plant monitoring: water stress and water management. In “*Beltwide cotton*,” vol. 3, pp: 1191-1193.
- Kogan, F.N. (1995). Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection. *Advances in Space Research*.vol.15, pp: 91-100.
- Lanfredi, M., Simoniello, T., Macchiato, M. (2004). Temporal persistence in vegetation cover changes observed from satellite: Development of an estimation procedure in the test site of the Mediterranean Italy. *Remote Sensing of Environment*. vol.93, pp : 565-576.
- Luquet, D. (2002). Suivi de l'état hydrique des plantes par infrarouge- analyse expérimentale et modélisation 3D de la variabilité des températures au sein d'une culture en rang de cotonniers. *Thèse de doctorat de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon*, France, p167.
- Mandelbrot., (1977). *Fractals: Form, Chance and Dimension*. *W. H. Freeman*. San Francisco
- McKee, T.B.; Doesken, N.J.; Kleist, J. (1993). The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales. In *Proceedings of 8th Conference on Applied Climatology*, Anaheim, CA, USA, 17–22 January 1993, pp: 179-184.
- McKee, T.B.; Doesken, N.J.; Kleist, J. (1995). Drought Monitoring with Multiple Time Scales. In *Proceedings of 9th Conference on Applied Climatology*, Dallas, TX, USA, 15–20 January 1995.
- Meyer, S.J.; Hubbard, K.G. (1995). Extending the Crop-specific Drought Index to Soybean. In *Proceedings of 9th Conference on Applied Climatology*, Dallas, TX, USA, 15–20 January 1995; pp. 258-259.
- Mohan, S., Rangacharya, N.C.V., (1991). A modified method for drought identification. *Hydrological Sciences Journal*, vol.36 (1), pp: 11–21.
- Moran, M. S., (1994). Irrigation management in Arizona using satellites and airplanes. *Irrigation Science*, vol.15, pp: 35-44.

- Moran, M. S., Clarke, T. R., Inoue, Y., and Vidal, A. (1994). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environmen.*, vol.49, pp: 246–263.
- Moran, M. S., (2001). Thermal infrared measurements as an indicator of plant ecosystem health. ASDA-ARS Southwest Watershed Research Center, 2000 E. Allen Rd. Tucson, Arizona 85719.
- Nicholson, S.E., (1998). Interannual and interdecadal variability of rainfall over the African continent during the last two centuries. *IAHS Publication*, vol.252, pp: 107-116.
- Palmer, W.C. (1965). Meteorologic Drought; US Department of Commerce, Weather Bureau, *Research Paper*; 58 p.
- Palmer, W.C. (1968). Keeping track of crop moisture conditions, nationwide: The new crop moisture index. *Weatherwise*, vol.21, pp: 156-161.
- Peters, J., Waltershea, E.A., Ji, L., Vliia, A., Hayes, M., Svoboda, M.D., Nir, R. (2002). Drought monitoring with NDVI-based Standardized Vegetation Index. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. vol.68, pp: 71-75.
- Petland, A. (1984). Fractal Based Description of Natural Scences, *IEEE Transactions On Pattern Analysis And Machine Intelligence*, Vol. PAMI(6).
- Pinkeye, S., (1966). Conditional Probabilities of Occurrence of Wet and Dry Years Over a Large Continental Area. Hydrol. Paper 12, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Quiring, S.M, Ganesh, S. (2010). Evaluating the utility of the Vegetation Condition Index (VCI) for monitoring meteorological drought in Texas. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol.150, pp: 330-339.
- Rodriguez-Iturbe, I. and Porporato, A. (2004). Ecohydrology of water-controlled ecosystems: soil moisture and plant dynamics, *Cambridge University Press*, Cambridge, 442p.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., Deering, D.W. (1974). Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation. In *Progress Report RSC 1978-1*; *Remote Sensing Center*, Texas A&M University: College Station, TX, USA.
- Santos, M.A., (1983). Regional droughts: a stochastic characterization. *Journal of Hydrology*. vol.66, pp: 183–211.
- Sellers, P.J. (1985). Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, vol.6, pp: 1335-1372.
- Sen, Z., (1980). Statistical analysis of hydrologic critical droughts. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, Vol.106 (1), pp: 99–115.
- Shafer, B.A.; Dezman, L.E. (1982). Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to Assess the Severity of Drought Conditions in Snowpack Runoff Areas. In *Proceedings of Western Snow Conference*, Reno, NV, USA, 19–23 April 1982; pp. 164-175.
- Singh, R.P., Roy, S., Kogan, F.N. (2003). Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India. *International Journal of Remote Sensing*. vol.24, pp: 4393-4402.
- Tricot, C. (1982). Two definition of fractional dimension, *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*. Vol.91, pp: 57-74.
- Tucker, C. (1979). Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*. vol.8, pp: 127-150.
- Van Rooy, M.P. (1965). A rainfall anomaly index independent of time and space. *Notos*, vol.14, 43p.
- Vicente-Serrano SM, Heredia-Laclaustra A. (2004). NAO influence on NDVI trends in the Iberian Peninsula (1982-2000). *International of Journal of Remote Sensing*, vol.25, pp: 2871-2879.
- Vicente-Serrano, S. M., (2007). Evaluating the Impact of Drought Using Remote Sensing in a Mediterranean, Semi-arid Region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol.40, pp : 173–208.

- Vicente-Serrano, S.M.; Beguería, S.; López-Moreno, J.I. (2010). A Multi-scalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index—SPEI. *Journal of Climate*. Vol.23, pp: 1696-1718.
- Vogel, R.M., Kroll, C.N., (1992). Regional geohydrologic–geomorphic relationships for the estimation of low-flow statistics. *Water Resources Research*, vol.28 (9), pp: 2451–2458.
- Wanjura, D. F., Kelly, C. A., Wendt, C. W., and Hatfield, J. L., (1984). Canopy temperature and water stress of cotton crops with complete and partial ground cover. *Irrigation Science*, vol.5, pp: 37-46.
- Weghorst, K.M. (1996). The Reclamation Drought Index: Guidelines and Practical Applications; *Bureau of Reclamation*: Denver, CO, USA, 6 p.
- Wilhite D. A. and Glandz M. H., (1995). Understanding the drought phenomenon. The role of definitions, *Water International*, vol. 3, pp: 111-120.
- Zecharias, Y.B., Brutsaert, W., (1988). The influence of basin morphology on groundwater outflow. *Water Resources Research*. vol.24 (10), pp: 1645–1650.
- Zelenhasic, E., Salvai, A., (1987). A method of streamflow analysis. *Water Resources Research*. vol.23, pp: 156–168.

Chapitre IV. Evaluation du stock d'eau dans le sol par les diffusiomètres spatiaux

Introduction

Bien que l'humidité de surface du sol ne présente qu'une faible proportion de la quantité d'eau sur Terre, c'est un paramètre clé dans différents processus intervenant dans le cycle de l'eau, (Jackson *et al.*, 1999). Elle joue un rôle majeur dans l'estimation des flux à l'interface entre l'atmosphère et les surfaces continentales. L'information sur le stock d'eau dans les sols permet aussi d'optimiser la réaffectation de l'eau pendant les périodes de sécheresse, en plus d'être un support à la prévision et à la gestion des inondations. D'un point de vue agronomique, l'humidité du sol est une variable cruciale pour le développement des cultures. Elle est utilisée pour la surveillance et permet une meilleure gestion de l'irrigation, particulièrement nécessaires en zones semi-arides.

Il existe de nombreuses méthodes expérimentales *in situ* pour mesurer l'humidité de surface d'un sol (Gardner 1986 ; Topp *et al.* 1980). Or ces mesures sont lourdes à mettre en œuvre si l'on veut des estimations suffisamment denses spatialement et temporellement pour le suivi régulier de ce paramètre, et permettre ainsi une prise en compte de ces mesures dans la modélisation des processus physiques, particulièrement en lien avec l'hydrologie des surfaces continentales. C'est dans cet objectif que la communauté scientifique a exploité depuis plusieurs années le potentiel de l'observation spatiale pour l'estimation et le suivi de ce paramètre.

Dans le domaine des micro-ondes, le signal radar est particulièrement sensible à l'humidité de surface à travers la constante diélectrique du milieu. La technique radar a apporté une forte contribution pour l'estimation de l'humidité à travers plusieurs travaux théoriques et expérimentaux (Ulaby *et al.* 1982 ; Ulaby *et al.* 1986 ; Ulaby *et al.* 1996 ; Bruckler *et al.* 1988 ; Beaudoin *et al.* 1990 ; Cognard *et al.* 1995 ; Bindlish et Barros 2000, Baghdadi *et al.* 2001 ; Zribi *et al.* 2005b ; Zribi *et al.* 2006a ; Zribi 2006b ; Zribi *et al.* 2008a).

L'efficacité des diffusiomètres à basse résolution spatiale (micro-ondes active) a été démontrée pour la description du couvert végétal (Frisson *et al.* 1996b ; Jarlan, 2001 ; Faye *et al.*, 2011) ainsi que pour la cartographie globale de l'humidité du sol (Wagner *et al.*, 1999a,b ; Zribi *et al.*, 2008 ; Albergel, 2009 ; Gruhier *et al.*, 2010).

Diverses études (Weisse *et al.*, 2002 ; Francois *et al.*, 2003 ; Scipal *et al.*, 2005 ; Sabater *et al.*, 2007 ; Albergel *et al.*, 2010 ; Brocca *et al.*, 2010) ont été faites dans le but d'assimiler ces produits d'humidité dans les modèles hydrologiques et de surface. Les produits d'humidité basés sur les diffusiomètres ERS et ASCAT / METOP, développés par l'Université de Vienne (Wagner *et al.*, 1999b), ont été validés sur différentes zones, en particulier sur les sites

tempérées en Europe (Pellarin *et al.*, 2006, Paris *et al.*, 2008, Albergel *et al.*, 2010 ; Brocca *et al.*, 2010). Pour des régions semi-arides et arides, la validation des produits a été proposée pour un nombre limité d'études notamment sur l'Afrique de l'ouest (Gruhier *et al.*, 2010).

Ce chapitre présente une analyse statistique de ces produits d'humidité sur notre zone d'étude. L'objectif est d'évaluer la dynamique du stock d'eau dans le sol dont le but d'améliorer l'estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la plaine.

Nous proposons, dans un premier temps, un aperçu sur la méthode d'estimation développée par Wagner *et al.* (1999) puis nous présenterons l'analyse et la validation de ces produits d'humidité du sol sur la plaine de Kairouan.

La deuxième partie de chapitre portera sur l'analyse d'anomalies de la série temporelle ERS et ASCAT enregistrées au cours de la période de 1991 à 2010 et la proposition d'un indice simple, qui a pour objectif de fournir une représentation quantitative de l'intensité de la sécheresse.

IV-1 Aperçu sur l'algorithme de Wagner et les produits proposés par l'université de technologie de Vienne

L'objectif de plusieurs travaux de recherche, notamment ceux de l'Université de Technologie de Vienne (TUW) était de développer des méthodologies pour restituer l'humidité du sol à partir des données du diffusiomètre ERS (Wagner *et al.*, 1999a ; Wagner *et al.*, 1999b ; Wagner *et al.*, 1999c). Ces données ne sont autres que le coefficient de rétrodiffusion qui est fonction de la végétation, de la rugosité de surface, de la teneur en eau du sol m_s , et de l'angle d'incidence.

$$\sigma^0(\theta, t) = \sigma_{dry}^0(\theta, t) + S(t) m_s(t) \quad (\text{Eq IV.1})$$

Avec : θ est l'angle d'incidence local, t le temps, σ_{dry}^0 est le coefficient de rétrodiffusion observée sous un sol complètement sec (l'unité est décibels), et S est la sensibilité en décibels de la σ^0 à des changements dans l'humidité du sol.

Les données d'humidité du sol sont calculées à partir du coefficient de rétrodiffusion normalisé à un angle d'incidence de quarante degré, en utilisant une méthode de détection des changements développée à l'Institut de photogrammétrie et de télédétection (IPF) à l'Université de Technologie de Vienne (TUW) (Wagner *et al.*, 1999a ; Zribi *et al.*, 2008 ; Naeimi *et al.*, 2008 ; Naeimi *et al.*, 2009).

Les valeurs restituées d'humidité du sol sont des mesures relatives de l'humidité dans la couche superficielle du sol en général de 0,5 à 2 cm de profondeur. Cependant, dans la plupart des applications, nous avons un fort intérêt à la teneur en eau dans le sol particulièrement dans la zone racinaire, divers algorithmes ont été développés et testés pour dériver cette information à partir des données de surface radar (Houser *et al.*, 1998 ; Wagner *et al.*, 1999, 2001 ; Walker *et al.*, 2001a-b ; Ceballos *et al.*, 2005 ; Galarneau *et al.*, 2001 ; Pellarin *et al.*, 2006 ; Albergel *et al.*, 2010).

Une validation de la méthode d'estimation de l'humidité développée par Wagner (1998) est faite en se basant sur des mesures gravimétriques d'humidité du sol notamment sur l'Ukraine montre que la teneur en humidité du sol dans le premier mètre peut être estimée avec une *RMS* d'unités volumétriques 4,9%. Des cartes d'humidité du sol d'un certain nombre de régions avec des conditions climatiques variées (Mali, Péninsule Ibérique, Illinois, Angleterre et au Pays de Galles) ont été produites (Wagner, 1998). Une analyse qualitative suggère une bonne qualité des cartes dérivées d'humidité du sol pour un large éventail de types de climat et de végétation.

IPF (Vienna University of Technology) propose des produits d'humidité du sol calculés par l'algorithme de Wagner *et al.* (1999b) qui exploite pleinement le concept instrumental du diffusiomètre d'ERS. La méthode a été améliorée pour prendre en compte les effets de la croissance et de la sénescence de la végétation, en exploitant les possibilités de mesures multi-angulaires du capteur. Au final, des séries temporelles d'humidité de surface (< 5 cm) m_s sont obtenues. C'est un indice relatif variant de 0 (sec) à 1 (saturé). Afin d'estimer l'humidité dans la zone racinaire, un modèle à deux couches, qui considère seulement les échanges entre la couche superficielle et le réservoir profond, est utilisé pour établir une relation entre l'humidité en surface et le profil du contenu en eau du sol (Ceballos *et al.*, 2005). La quantité résultante est appelée « Soil Water Index » (*SWI*) et varie de 0 (point de flétrissement) et 1 (capacité au champ).

Ces produits d'humidité ERS développés par l'Université de technologie de Vienne offrent l'avantage d'être en accès gratuit (<http://www.ipf.tuwien.ac.at/radar>) et de fournir des données d'humidité du sol à raison de deux fois par semaine avec une couverture spatiale mondiale depuis 1991. En outre, les données du diffusiomètre ERS a déjà été utilisée avec succès dans d'autres études (tableau IV.1). Nous présentons dans le tableau IV.1 les validations de ces produits sur différents zones.

Tableau IV.1 : les validations des produits ERS

Humidité	RMS et R^2	Application	Référence
SWI	RMSE: $0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ R^2 : 0.25	Ukraine	Wagner et <i>al.</i> , (1999c)
SWI	RMSE: 0.03 à $0.07 \text{ m}^3/\text{m}^3$ R^2 : 0.25	Global	Wagner et <i>al.</i> , (2003)
SWI	RMSE : $0.02 \text{ m}^3/\text{m}^3$ R^2 : 0.75	N-O Espagne	Ceballos et <i>al.</i> , (2005)
SWI	RMSE : $0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ R^2 : 0.8	Russia, Ukraine, Mongolia, US	Scipal et <i>al.</i> , (2005)
SWI	RMSE : $0.38 \text{ m}^3/\text{m}^3$ R^2 : 0.44	Forêts européennes	Verstraeten et <i>al.</i> , (2005)
SWI	RMSE : $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ R^2 : 0.65	SW France	Pellarin et <i>al.</i> , (2006)
SWI	RMSE : $0.066 \text{ m}^3/\text{m}^3$ R^2 : 0.6	France	Thais et <i>al.</i> , (2008)
SSM	RMSE : $0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ R^2 : 0.53	France	Thais et <i>al.</i> , (2008)
SSM	RMSE : $0.054 \text{ m}^3/\text{m}^3$ R^2 : 0.52	Mali	Gruhier et <i>al.</i> , (2010)

IV-2 Discussion de la qualité des produits ASCAT

Dans notre étude, nous utilisons les données de deux stations thetaprobe séparées par une distance d'environ 10 km, comme illustré dans la figure IV.1 Les mesures thetaprobe sont permanentes, l'humidité volumique du sol est mesurée toutes les 6 h, à partir de la surface jusqu'à une profondeur de 120 cm (un total de 5 sondes ont été utilisées pour chaque station, à cinq profondeurs différentes: 5, 20, 40, 80 et 120 cm). Les étalonnages des stations Thetaprobe ont été réalisés en utilisant les différentes mesures gravimétriques.



Figure IV.1: Localisation des stations thetaprobes et des sites de validation des produits ASCAT.

La figure IV.2 illustre les mesures d'humidité enregistrées au cours de la période d'étude à différentes profondeurs du sol avec les relevés des précipitations. On observe notamment une forte variation de l'humidité du sol de surface (à 5 cm de profondeur) en raison de la précipitation et le niveau élevé de l'évaporation du sol. À de plus grandes profondeurs, l'humidité du sol ne dispose que de faibles variations. Nous notons l'absence de mesures entre fin mai 2009 jusqu'à octobre 2009. Nous avons arrêtés les mesures au cours de cette période.

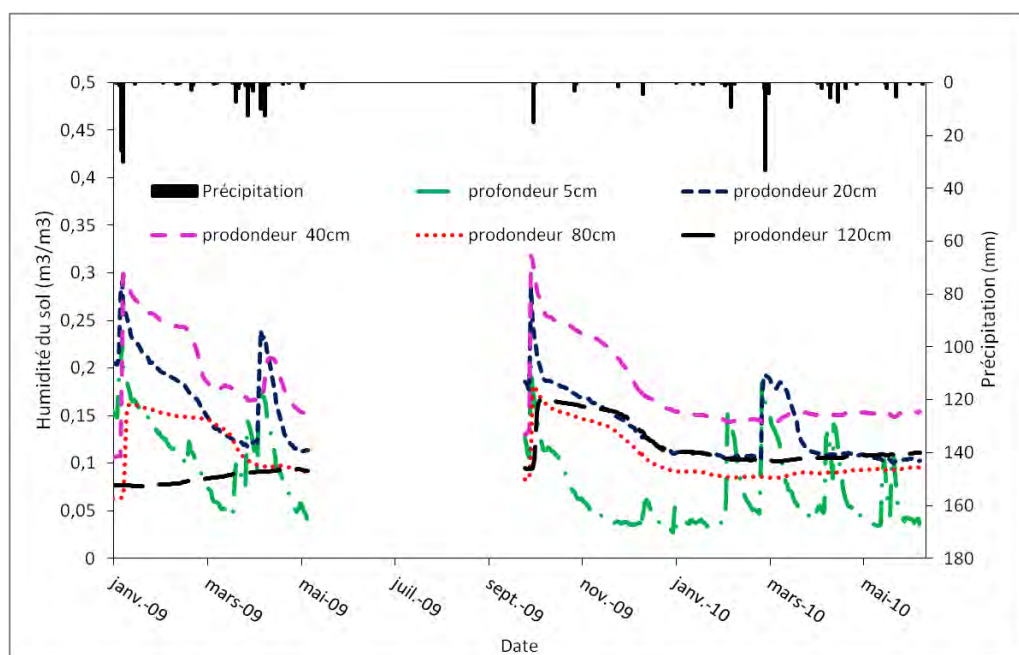


Figure IV.2: Variation de l'humidité du sol à différentes profondeurs pour la période allant de 17/01/2009 jusqu'au 30/05/2010.

Les données d'humidité du sol en surface considérées dans notre étude correspondent à l'humidité moyenne enregistrée par les sondes insérées à une profondeur de 5 cm. Les données d'humidité du sol de la zone racinaire sont obtenues en calculant la moyenne des valeurs mesurées par les sondes installées entre les profondeurs de 5 cm et 120 cm (Equation IV.2).

$$SWI_{thetaprobe} = (Hum_{5cm} \times 12,5) + (Hum_{20cm} \times 17,5) + (Hum_{40cm} \times 30) + (Hum_{80cm} \times 40) \quad (\text{Eq. IV.2})$$

Avec

$SWI_{thetaprobe}$: l'humidité du sol de la zone racinaire ;

Hum_{5cm} : humidité à 5 cm de profondeur ;

Hum_{20cm} : humidité à 20 cm de profondeur ;

Hum_{40cm} : humidité à 40 cm de profondeur ;

Hum_{80cm} : humidité à 80 cm de profondeur.

Nous présentons dans ce qui suit en premier lieu les validations des humidités de surface ensuite ceux du profil du sol.

IV-2-1 Validation des produits TUV avec les mesures au sol

IV-2-1-1 Humidité de surface

Les valeurs d'humidité du sol relatives varient entre 0% et 100%, c'est-à-dire entre les valeurs minimales et maximales, correspondant aux conditions les plus sèches du sol et les plus humides (Wagner, 1998). Le produit d'humidité du sol dérivé n'est autre que l'humidité de surface m_s , qui représente la teneur en eau dans les 5 premiers cm du sol et varie entre les extrêmes correspondant à des conditions tout à fait sèches et des conditions de saturation du sol. La résolution spatiale est définie par des cellules d'environ 25 km, avec un espacement de grille de 12.5 km. La résolution temporelle des données est de l'ordre de deux à trois mesures par semaine. Pour les produits ASCAT / METOP, on a deux passages par jour, un en ascendant à 09h30 heure locale et un en descendant à 21h00. Pour ces derniers on a choisis de considérer la moyenne des deux mesures faites le même jour pour nos comparaisons.

La figure IV-3 illustre trois cartes d'humidité de surface issues du produit ASCAT sur la zone d'étude à trois dates différentes. La première carte établie à la date du 12 janvier 2009 présente des valeurs d'humidité très fortes qui peuvent atteindre la saturation. A ce jour, il y a eu un événement pluvieux généralisé sur toute la zone de l'ordre de 40 mm. A la date de 17

janvier, c'est-à-dire 5 jours après, les valeurs d'humidité baissent. Elles sont supérieures à 50% du côté EST de la plaine de Kairouan et aux alentours de 25% du côté sud ouest.

Une troisième carte d'humidité établie à la date du 15 février 2009, montre des valeurs relativement faibles d'humidités variant de 5% à 20% au sud de la plaine. Les valeurs d'humidités sont un peu plus fortes au nord de la plaine qui peuvent atteindre plus de 30%.

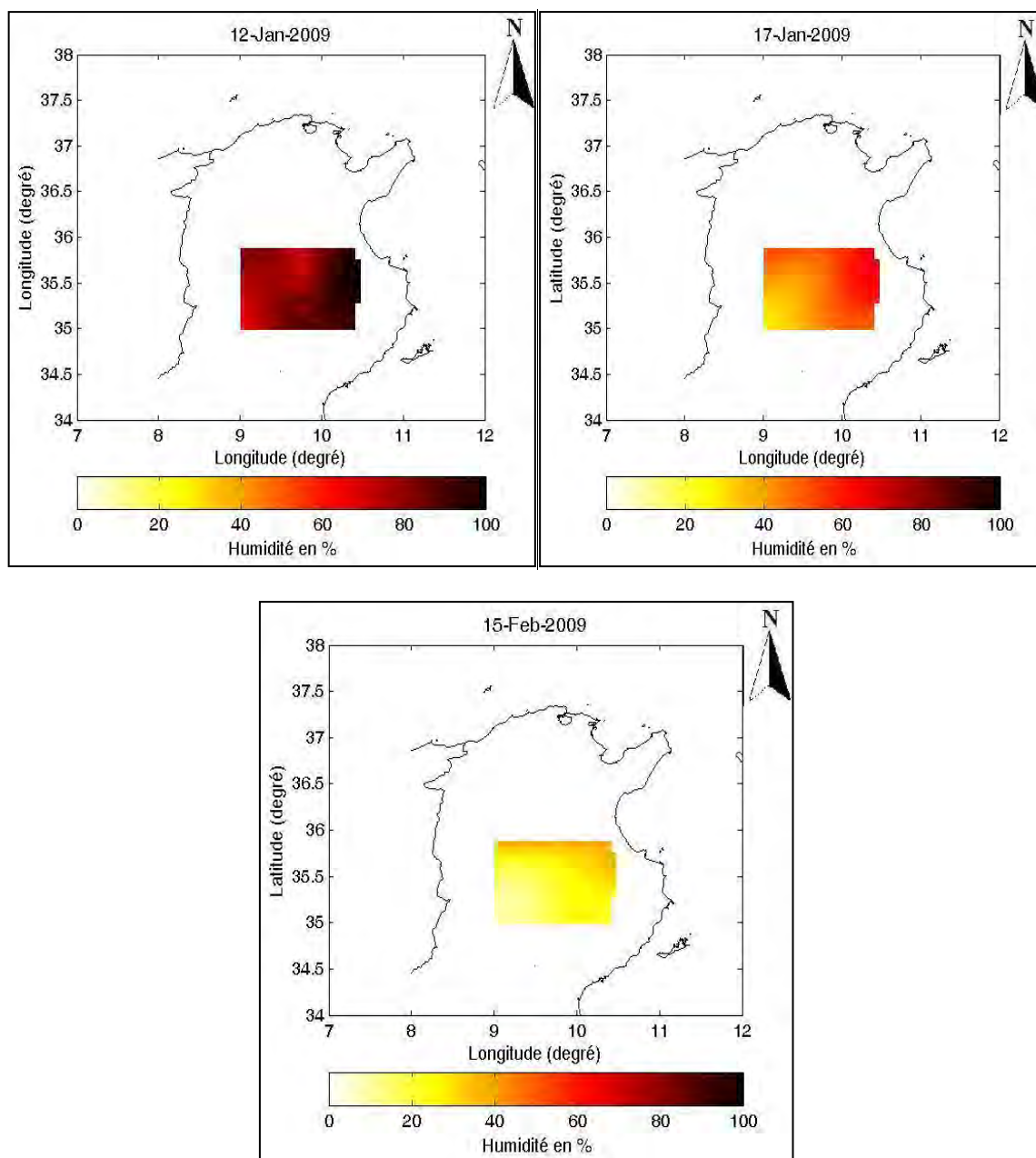


Figure IV.3 : Quelques cartes d'humidité de surface (ASCAT)

Afin de comparer l'humidité de surface m_s avec des mesures au sol, les produits ont été converties en humidités volumiques, en unités physiques de m^3/m^3 en utilisant l'intervalle de

confiance de 90% d'une distribution gaussienne (Pellarin *et al.*, 2006) égal à $(\mu \pm 1,65 \times \sigma)$, où μ et σ sont respectivement la moyenne et l'écart type des données terrains :

$$\theta(t) = m_s(t) \times (\theta_{max} - \theta_{min}) + \theta_{min} \quad (\text{Eq IV.3})$$

où $\theta(t)$ est l'humidité de surface à un instant t exprimé en m^3/m^3 , $m_s(t)$ est l'humidité de surface du diffusiomètre ASCAT à un instant t , θ_{max} est la valeur maximale d'humidité en m^3/m^3 égal à $(\mu + 1,65 \times \sigma)$ et θ_{min} est la valeur minimale humidité en m^3/m^3 égal à $(\mu - 1,65 \times \sigma)$.

En raison du nombre limité des stations thétaprobés utilisées dans notre étude, nous avons comparé les mesures moyennes au sol et les produits ASCAT/METOP estimés pour chaque jour seulement pour un pixel de $25 \times 25 \text{ km}^2$ correspondant au site1 illustré à la figure IV.1, pour la période de Janvier 2009 à décembre 2010. Ce premier site de comparaison « Site1 » est une zone complètement plate, avec un pourcentage élevé de végétation dispersée. Dans notre comparaison, nous considérons les mesures moyennes fournies par les deux stations au sol. Ces deux mesures révèlent une petite différence (avec un *RMSE* de $0,06 \text{ m}^3/\text{m}^3$ sur la période d'étude) en raison de faibles hétérogénéités des précipitations sur la zone étudiée. La figure VI.4 illustre les comparaisons entre produits d'humidité de surface et les données terrain. Les estimations d'humidité de surface (à une profondeur de 5 cm) sont bien corrélées avec les mesures in situ avec (*RMSE* $0.043 \text{ m}^3/\text{m}^3$, faible biais $0.018 \text{ m}^3/\text{m}^3$, et R^2 de 0.5).

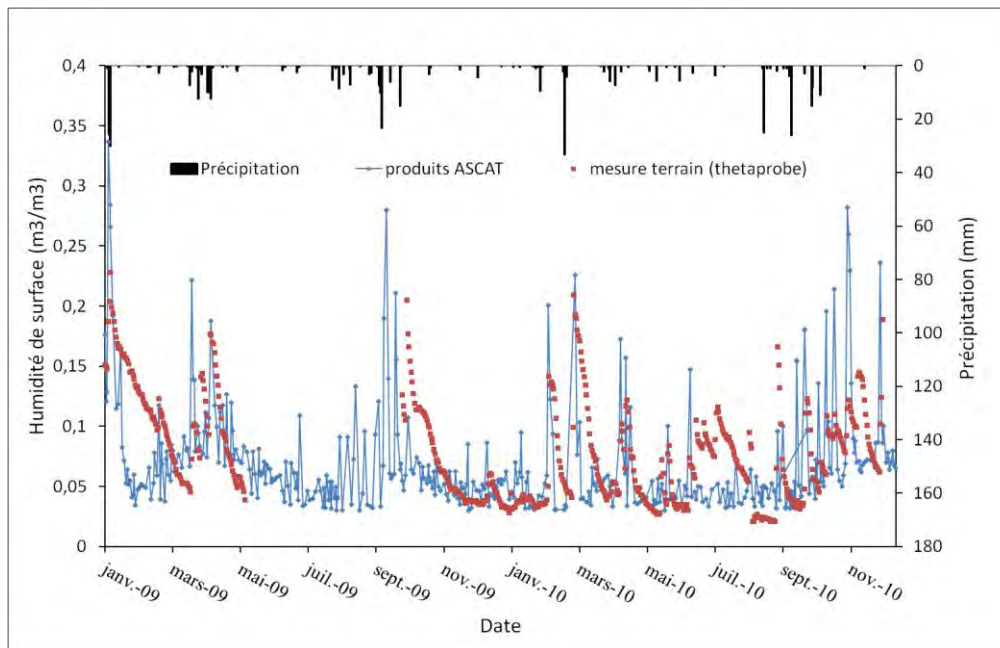


Figure IV.4 : Variation de l'humidité de surface du sol mesurée et ceux dérivées de diffusiomètre ASCAT pour la période de Janvier 2009 à Décembre 2010.

En raison de la grande variabilité de l'humidité dans les cinq premiers centimètres du sol (Le Morvan *et al.*, 2008), il est certainement très difficile de reproduire toute la dynamique de ce paramètre à travers deux ou trois mesures par semaine. Toutefois, les différences significatives observées sur la figure VI.4 sont dues essentiellement à la vitesse avec laquelle l'humidité du sol diminue après des précipitations. En effet, les produits ASCAT indiquent une diminution plus rapide de l'humidité que celle indiquée par les mesures de terrain. Ceci est probablement dû à la profondeur de pénétration effective du radar ASCAT, qui est théoriquement inférieure à la valeur de 5 cm utilisées pour les mesures de terrain (Boisvert *et al.*, 1997). Comme les premiers centimètres se sèchent plus vite avec l'effet évaporatif, ASCAT va produire des humidités plus faibles que celles mesurées approximativement entre 2 et 6 cm par les thetaprobes.

IV-2-1-2 Humidité en profil du sol

L'humidité du profil du sol (SWI) a été dérivée à partir de m_s à l'aide, l'Eq. IV.4, représente le contenu en eau de la zone racinaire dans le premier mètre du sol exprimé en unités relatives comprises entre le point de flétrissement et la capacité au champ (Wagner *et al.*, 1999).

$$SWI(t) = \frac{\sum_i m_s(t_i) e^{-(t-t_i)/T}}{\sum_i e^{-(t-t_i)/T}} \quad \text{pour } t_i \leq t \quad (\text{Eq IV.4})$$

Avec m_s est l'humidité de surface du sol estimée à partir du diffusiomètre ASCAT à l'instant t_i , le paramètre T , appelée longueur de temps caractéristique, représente l'échelle de temps des variations d'humidité du sol en unités de temps. Nous avons le meilleur ajustement par rapport aux mesures au sol pour un T égal à 20 jours.

Afin de comparer l'humidité du sol de la zone racine du diffusiomètre ASCAT (SWI) avec des mesures terrain, les produits SWI ont été convertis en unités physiques [m^3/m^3] en utilisant le point de flétrissement et la capacité au champ, l'Eq. IV.5:

$$\theta(t) = SWI(t) \times (\theta_{\max_p} - \theta_{\min_p}) + \theta_{\min_p} \quad (\text{Eq IV.5})$$

θ_{\min} est la valeur minimale de l'humidité profil du sol et θ_{\max} est la valeur maximale de l'humidité du profil du sol. Ils sont estimés à partir des mesures en continu au sol. Ils sont respectivement égales à $0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ et $0.35 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

Les résultats de comparaison de l'humidité du sol de la zone racinaire sont présentés dans la figure IV.5.a. Au cours de la période d'étude de deux années, les tendances à la baisse et à l'augmentation de l'humidité du sol estimées par le diffusiomètre ASCAT sont généralement cohérentes avec celles déterminées à partir des mesures de terrain mais avec des intensités différentes, avec un $RMSE$ égal à $0,039 \text{ m}^3/\text{m}^3$, un faible biais égal à $0.02 \text{ m}^3/\text{m}^3$ et un coefficient de corrélation R^2 de 0.65. La figure IV.5.b illustre une comparaison entre les produits d'humidité de la zone racinaire calculé à partir du diffusiomètre ASCAT et ceux estimé par des mesures au sol.

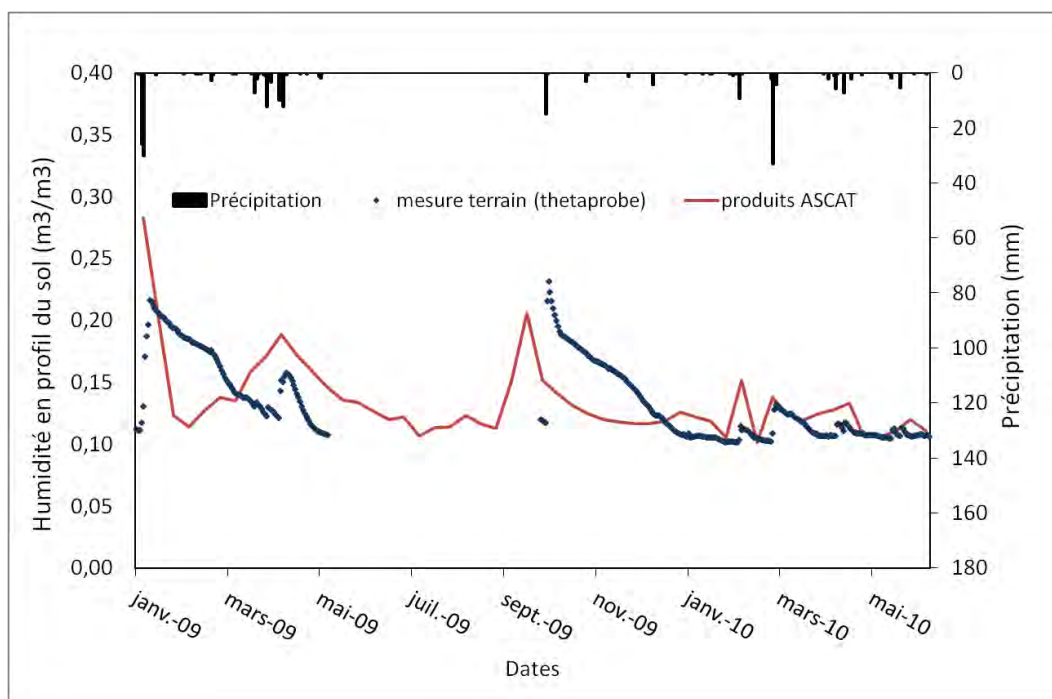


Figure IV. 5.a : Variation de l'humidité du profil du sol mesurée in situ avec thetaprobes et celle dérivé du diffusiomètre ASCAT pour la période de Janvier 2009 à Décembre 2010

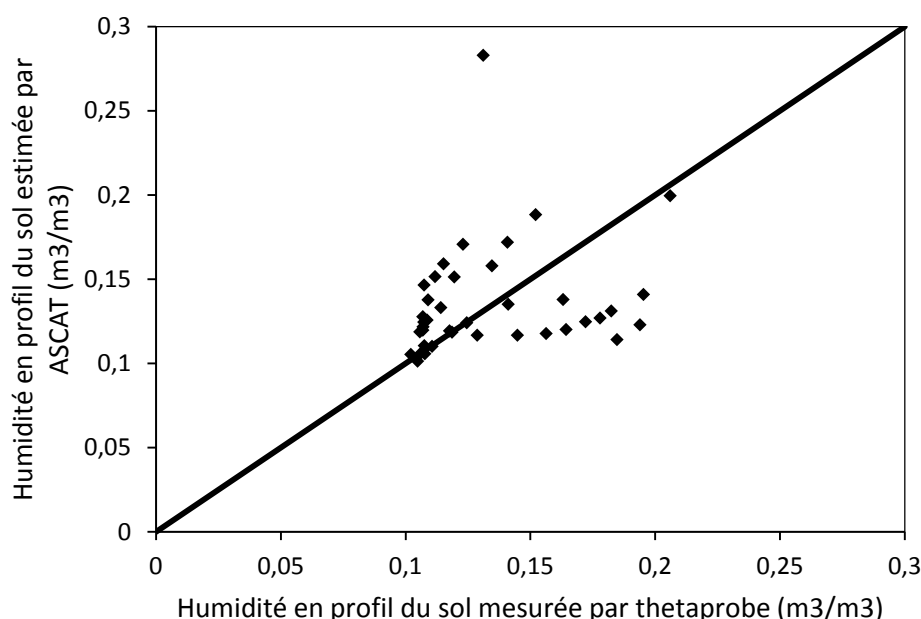


Figure IV.5.b : inter-comparaison entre les humidités du sol de la zone racinaire estimée par ASCAT et ceux de mesures in situ

Chaque point correspond à des valeurs moyennes d'humidité d'une décade. Dans le cas des valeurs d'humidité élevées, le produit satellite ASCAT conduit à des valeurs sous-estimées. Cet écart est particulièrement dû à la diminution rapide de l'humidité de surface du sol déduite par ASCAT après chaque événement pluvieux, en particulier dans le cas des précipitations importantes, qui peuvent produire une forte augmentation de l'humidité du sol de la zone racinaire.

IV-2-2 Validation avec des produits d'humidité ASAR / ENVISAT

Le deuxième type de validation des produits d'humidité ASCAT a été basé sur des comparaisons avec des cartes d'humidité de surface établies à partir des images ASAR/ENVISAT acquises durant les deux saisons agricoles 2009 et 2010 (Zribi *et al.*, 2011). L'estimation de l'humidité est proposée pour deux types de couverture végétale (les oliviers et les céréales), qui représentent un pourcentage élevé des occupations des sols. Dans cette étude, nous avons utilisés uniquement les cartes d'humidité produites sur des parcelles d'olivier sec où la densité du couvert végétal est faible. Ils ont utilisé les données radar à faible angle d'incidence. Ces données ont été normalisées à un seul angle d'incidence (20°). Ensuite, une soustraction des images radar par rapport à une image de référence acquise en date sèche était faite pour réduire l'effet de rugosité. Enfin une relation empirique linéaire a été établie entre le signal radar et l'humidité du sol, cette relation a été également validée par

des mesures terrain. L'algorithme d'inversion des données ASAR/ENVISAT est décrit dans Zribi et al. (2011).

28 dates de cartographie d'humidité sur la zone d'étude ont été proposées durant les saisons 2009 et 2010. La figure IV.6 illustre la comparaison entre les deux produits ASCAT et ASAR/ENVISAT. En dépit du faible nombre de dates (seulement 17) pour lequel les deux types de mesures par satellite ont été enregistrées à peu près au même moment (en orbites ascendante ou descendante), on observe un fort degré de corrélation entre le deux produits avec un $RMSE$ de seulement $0,03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Ces comparaisons sont effectuées sur deux grilles de produits ASCAT, correspondant au site2 illustré à la figure IV.1. Nous considérons cette zone pour effectuer des comparaisons principalement sur les oliviers (représente environ 80% de l'occupation du sol).

Pour chaque grille ($25 \times 25 \text{ km}^2$), on calcule la valeur moyenne de l'humidité du sol provenant de produits cartographiques ENVISAT / ASAR. Les variances des humidités estimées par ASAR sont également illustrées avec des barres à erreurs dans la figure IV.6.

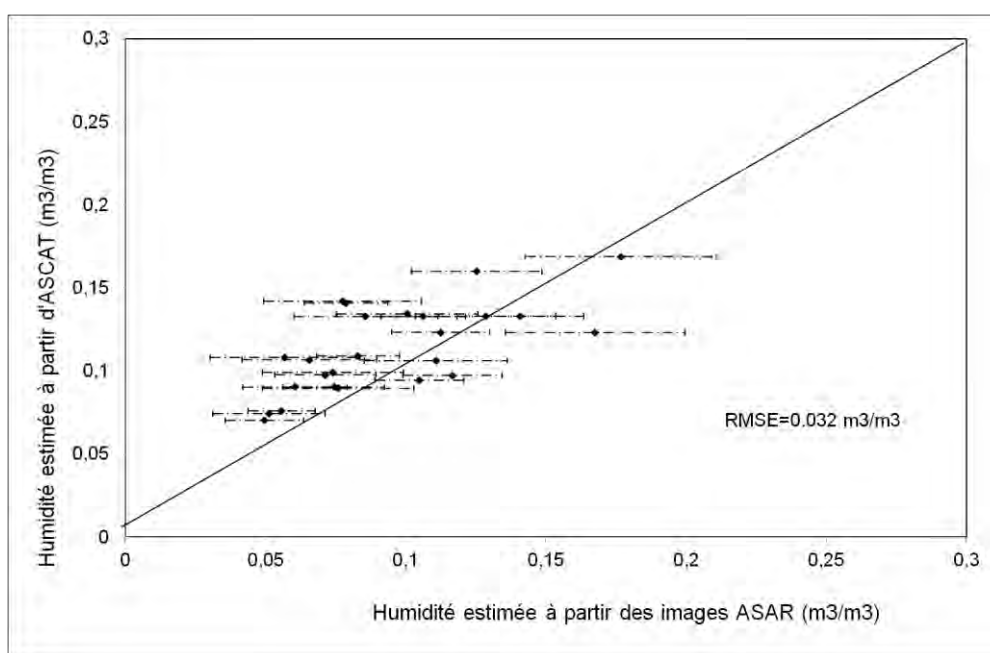


Figure IV.6 : Inter-comparaison entre les valeurs moyennes d'humidité de surface ASCAT et ASAR / ENVISAT sur le site de Kairouan.

Les variations spatiales de l'humidité du sol sont principalement liées aux variations des précipitations et de la couverture végétale sur la grille ASCAT.

IV-2-3 Corrélation avec les précipitations

La figure IV.4 fournit une comparaison des séries temporelles de l'humidité du sol en surface et les précipitations. Ces précipitations sont données par la valeur moyenne des mesures effectuées à partir des pluviomètres sur la zone de Chebika et Houarab.

Même si les précipitations et les valeurs d'humidité du sol estimées par ASCAT ne sont pas directement comparables, nous avons constaté que les pics d'humidité de surface du sol se produisent suite à des événements pluvieux pendant la saison pluvieuse. Pour les sites étudiés, nous avons dénombré 70% des valeurs d'humidité volumétriques d'ASCAT qui dépassant les 15% correspondent à une présence des précipitations qui ont eu lieu sur les deux jours précédents. De même, 90% des valeurs d'humidité du sol ASCAT inférieures à 5% correspondent à une absence de précipitations au cours des cinq jours précédents. Ces résultats montrent qu'il existe un fort degré de corrélation entre les précipitations et les variations de l'humidité du sol.

IV-3 Les limitations des produits ASCAT

Malgré les résultats satisfaisants obtenus avec les différentes approches de validation, nous avons observé certaines limites en particulier après les événements pluvieux. Comme il est décrit à la section IV-2-1, cet effet est étroitement lié à l'influence combinée du gradient d'humidité dans les cinq premiers centimètres sous la surface du sol et la profondeur efficace de pénétration du Radar qui est théoriquement moins de 5 cm surtout pour les valeurs d'humidités moyennes et fortes. La figure IV.7 illustre l'humidité du sol obtenu par mesures gravimétriques sur le site étudié à 12 dates différentes sachant que nous effectuons plus de vingt échantillons pour chaque date pour les trois profondeurs suivantes: 1 cm, 2 cm et 5 cm.

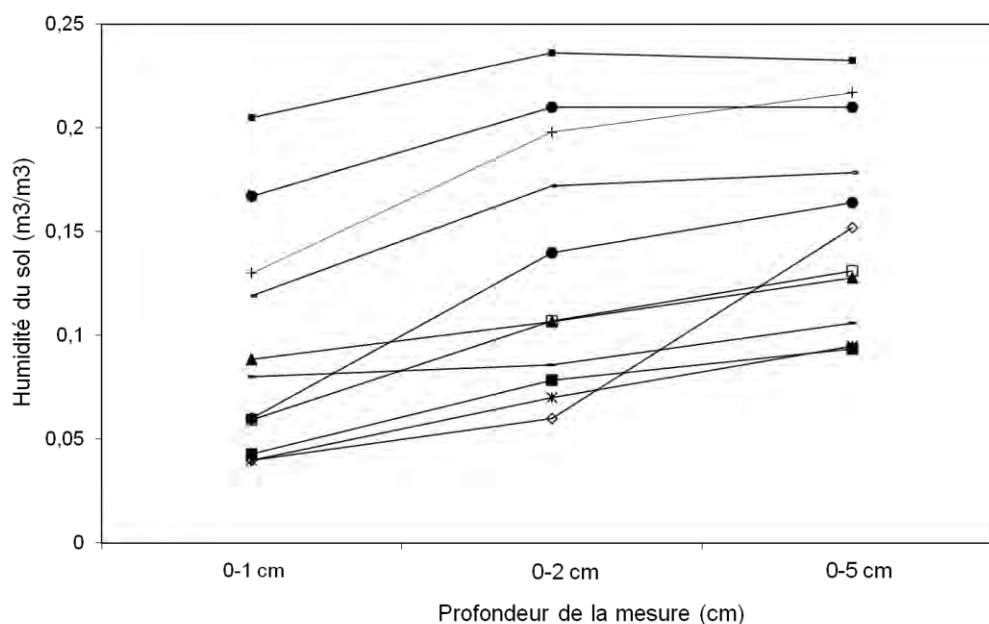


Figure IV.7 : Illustration de la variation d'humidité du sol en fonction de la profondeur sur le site étudié pour différentes dates et sur quelques parcelles tests.

Ces mesures ont été réalisées dans cinq parcelles tests avec trois à cinq mesures pour chaque profondeur pour chaque parcelle. Nous constatons que l'humidité du sol augmente avec la profondeur. La différence en termes des valeurs d'humidité entre le premier centimètre et la valeur moyenne prise sur 5 cm pourrait être supérieure à $0.1 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$. Boisvert *et al.* (1997) et Le Morvan *et al.* (2008) ont démontré théoriquement l'influence de cette variabilité du profil d'humidité sur la force du signal rétrodiffusé et donc sur l'estimation de l'humidité du sol. Pour cette raison, les mesures au sol effectuées sur les cinq premiers centimètres peuvent être sensiblement différentes des valeurs dérivées par les satellites de télédétection.

Cette limitation est généralement moins problématique dans les régions humides (Pellarin *et al.*, 2006 ; Paris *et al.*, 2008). En effet, les variations d'humidité du sol en fonction de la profondeur ne sont généralement pas aussi importantes dans les régions humides que dans les régions arides ou semi-arides. Il est très difficile de proposer une forme modifiée de l'algorithme de Wagner afin d'améliorer les estimations de l'humidité du sol en raison de la difficulté extrême dans la détermination de l'humidité du sol exact dans les premiers centimètres, vu que cette dernière est variable dans le temps mais en plus c'est une fonction des précipitations, des conditions atmosphériques et de la texture du sol.

Malgré ces limites, les précisions retrouvées sont satisfaisantes et les produits ASCAT peuvent être utilisés dans les régions semi-arides, qui souffrent considérablement de fréquentes périodes de sécheresse. Comme indiqué dans l'introduction, l'humidité du sol et les précipitations pourraient être les principaux paramètres pour l'analyse des épisodes de

sécheresse. En littérature, il y a différents indices de sécheresse, basés sur l'humidité du sol tel que le *SMDI* : Soil Moisture Drought Index (Meyer *et al.* 1995) et le *SMDI* : Soil Moisture Deficit Index (Narasimhan et Srinivasan, 2005).

IV-4 Analyse des données du diffusiomètre ERS et proposition d'un indice d'anomalie

Dans les sections précédentes, nous avons mis en évidence clairement les différences entre les périodes sèches et humides par l'utilisation de la série temporelle des indices *SWI* mesurant l'humidité du profil du sol. Dans cette section, nous proposons un indice simple qui peut fournir une représentation quantitative d'une période de sécheresse ainsi que son intensité sur la base de la teneur en eau du profil du sol (Amri *et al.*, 2012). On se basera sur les statistiques provenant de séries chronologiques *SWI* extraites des diffusiomètre ERS (1 et 2) et ASCAT pour la période (1991-2010). Cet indice est appelé « Moisture Anomaly Index » (*MAI*), est défini par :

$$MAI_i = \frac{SWI_i - (SWI_i)_{mean}}{\sigma_i} \quad (\text{Eq IV.6})$$

Avec SWI_i est l'humidité *SWI* pour le mois i (ou plus généralement d'une durée d'un, deux ou trois mois), $(SWI_i)_{mean}$ est la valeur moyenne de l'humidité *SWI* au cours du mois i (ou une période) calculé à partir de la série chronologique de *SWI* de 20 ans décrite précédemment et σ_i correspond à l'écart type des valeurs estimées pour *SWI* au mois i au cours de la même période de 20 ans.

Deux cas de figures sont possibles :

- Lorsque le *MAI* est supérieur à zéro, cela correspond à une valeur élevée du *SWI* et ainsi une absence de sécheresse.
- Lorsque le *MAI* est négatif, cela correspond à des valeurs faibles du *SWI*, ce qui est probablement le résultat d'une sécheresse ou une période avec un manque de précipitations.

Le nouvel indice *MAI* est calculé sur le site1 (cf figure IV.1). Environ trois observations satellitaires *SWI* sont proposées par mois. Par conséquent, l'indice *MAI* pourrait être proposé à chaque décade. Afin de valider l'indice proposé, nous avons étudié la corrélation entre le *MAI* et l'indice des précipitations *SPI* « Standardized Precipitation Index » (McKee, 1993) estimée à partir de deux stations pluviométriques. L'indice *SPI* permet de quantifier le déficit des précipitations à un endroit donné pour des échelles de temps multiples, il n'est autre que la

différence des précipitations à partir de la moyenne pour un temps déterminé divisé par l'écart-type, où la moyenne et l'écart type sont calculés à partir des données climatologiques.

Nous avons calculé l'indice *SPI* pour des périodes de calcul de un, deux et trois mois, la plus forte corrélation est observée pour une période de 3 mois.

La figure IV.8 illustre l'indice *SPI* de 3 mois de précipitations et l'indice *MAI* pour chaque mois de Décembre à Avril pendant les 20 ans enregistrés dans notre base de données. Par exemple, pour Décembre, les calculs de *SPI* et *MAI* sont réalisés avec des données acquises en Octobre, Novembre et Décembre. L'indice *MAI* varie, selon les mois de l'année, entre environ -1,5 et 2,5. A titre d'exemple, pendant le mois de Février, les plages de l'indice proposé sont comprises entre un minimum de -1,66 en 2010, l'année la plus sèche, et un maximum de 1,93 en 1992. En général, des périodes limitées de sécheresse ou d'un manque de précipitations d'une durée de quelques semaines ont été observés chaque année. Cela est associé à une diminution locale de l'indice *MAI*. Une forte corrélation peut être observée entre le *MAI* et l'indice des précipitations le *SPI*. Une forte baisse de l'indice des précipitations est généralement associée à un indice *MAI* négative. Ceci peut être vu par exemple en 1995 et 2006, pour presque tous les mois. D'autre part, dans plusieurs cas, une forte augmentation de l'indice *SPI* conduit à un indice *MAI* positif, c'est ce qu'on voit pour l'exemple du mois de Décembre 1993. Toutefois, dans certains cas, nous observons un certain comportement contradictoire, c'est le cas par exemple de l'année 2007. L'analyse de ces événements peut s'expliquer par trois facteurs:

- Premièrement, la méthode utilisée pour l'estimation de l'humidité du profil du sol présente certaines limites: nous disposons d'une estimation de l'humidité de surface tous les deux à trois jours, dans certains cas, nous n'avons pas d'information sur l'humidité du sol durant les 2 jours qui suivent un événement de fortes précipitations et donc l'influence de cet événement a été certainement négligée dans le calcul de l'humidité du profil du sol. C'est le cas de Mars 2007, avec 38 mm de précipitations enregistrées en une seule journée sans estimation de l'humidité.
- Deuxièmement, le site d'étude est caractérisé par un nombre très réduit d'épisodes de précipitations face à un taux très élevé d'évaporation, ainsi, de nombreux événements à faible précipitation ont un effet négligeable sur l'humidité du profil.
- Troisièmement, il est possible que dans certains cas, un pluviomètre simple peut enregistrer un événement de précipitation très localisé, ce qui n'a qu'un effet limité sur les estimations de diffusiomètre (25 x 25 pixels km²).

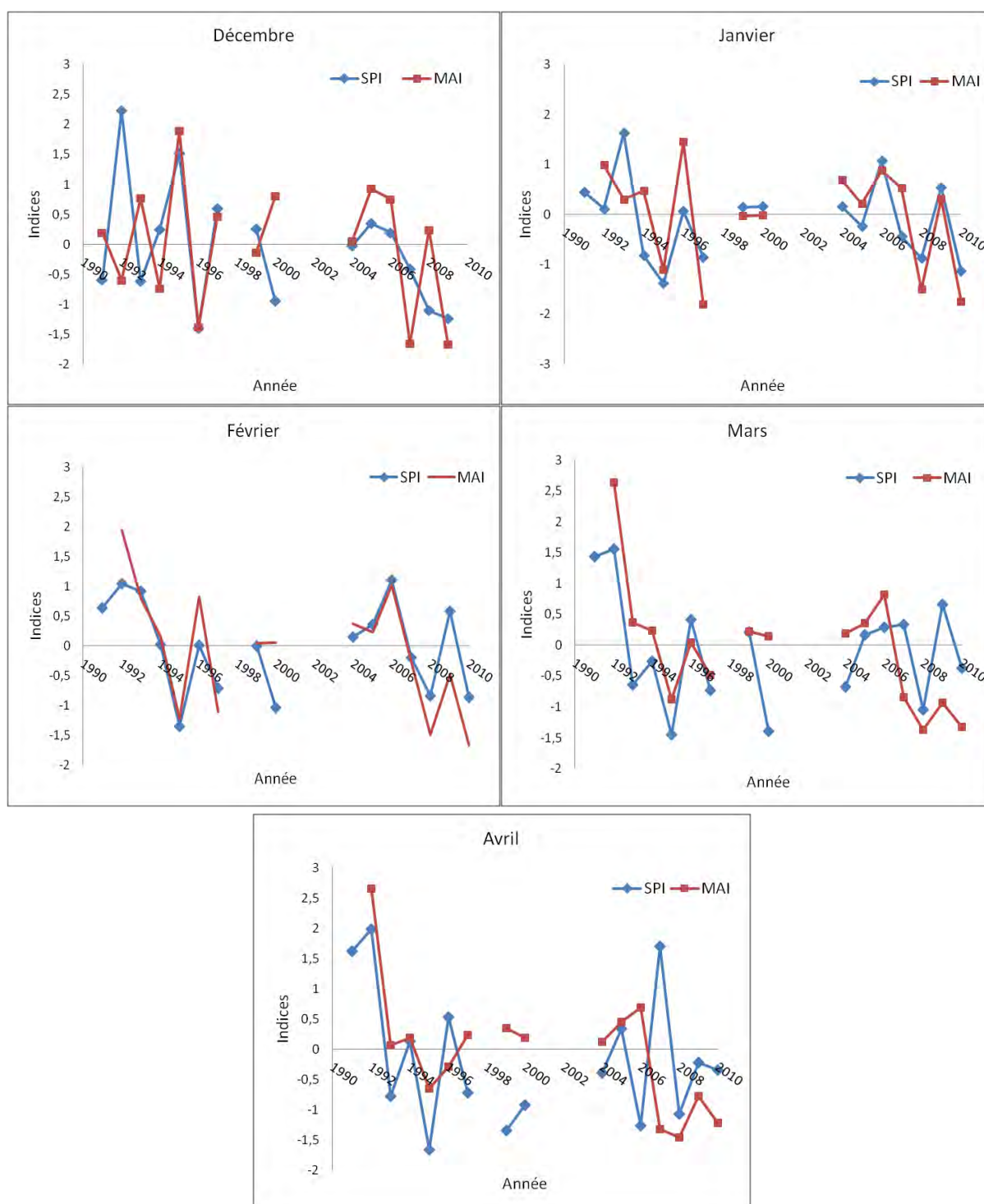


Figure IV.8 : Variation des indices *SPI* et *MAI* pour chaque mois de Décembre à Avril pendant la période 1991-2010.

Le *MAI* pourrait être complémentaire à l'utilisation des indices de précipitation. La cohérence entre les deux types d'indices serait certainement améliorée si les valeurs d'humidité du sol étaient disponibles sur une base journalière.

Les coefficients de corrélation entre les deux indices *MAI* et *SPI* sont fournis dans le tableau IV.2. En général, ces deux indices sont fortement corrélés, en particulier pour les mois

pluvieux ($R^2 = 0.68$ pour janvier, $R^2 = 0.83$ pour février et $R^2 = 0.63$ pour mars). Ce résultat démontre la robustesse de l'indice proposé qui est estimé à base de produits d'humidité *SWI*.

Tableau IV.2 : Les coefficients de corrélation entre *MAI* et *SPI*

Mois	Coefficient de corrélation
Octobre	0.45
Novembre	0.31
Décembre	0.44
Janvier	0.68
Février	0.83
Mars	0.62
Avril	0.29

Conclusion

Les diffusiomètres spatiaux, en raison d'une forte répétitivité temporelle et d'une résolution spatiale adaptée à l'échelle globale, présentent d'importantes potentialités pour le suivi de l'humidité du sol, paramètre clé pour analyser le stock d'eau dans le sol. Durant cette thèse, nous avons utilisés les produits d'humidités développés par l'université de Vienne et issues des diffusiomètres ERS et ASCAT/Metop afin d'analyser le stock d'eau dans le sol à l'échelle de la plaine de Kairouan et proposer des cartes d'humidité spatialisés dans un but de les intégrer dans un modèle d'estimation de l'évapotranspiration. Avant de procéder à cette analyse, nous avons pu valider ces produits d'humidité en zone semi-aride par différentes approches.

Les résultats statistiques de notre étude révèlent un bon degré de cohérence entre les mesures de réalité terrain et les produits de l'humidité observés par radar. Une bonne cohérence est aussi trouvée entre les estimations ASCAT et ASAR, avec une erreur *RMS* égale à $0.032 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Les résultats de notre validation du produit ASCAT sont encourageants.

Afin de quantifier l'effet des sécheresses, nous proposons un indice des anomalies, basé sur les produits du profil d'humidité. L'indice *MAI* est comparé et également validé en utilisant l'indice des précipitations *SPI*. Un degré élevé de corrélation est observé entre les deux indices. Toutefois, certaines différences sont observées dans quelques cas ce qui pourraient être liés à la fréquence des estimations d'humidité du sol, à la méthodologie utilisée pour les estimations de l'humidité du profil du sol, les caractéristiques du climat semi-aride (précipitations limitées, niveau élevé d'évaporation) et les échelles spatio-temporelle à laquelle la précipitation est mesurée et l'humidité est estimée. L'indice des anomalies d'humidité pourrait être un outil utile, complémentaire aux indices de précipitations, pour analyser des situations de sécheresse. Ceci est particulièrement le cas dans les régions dépourvues de réseau de pluviomètres mais aussi dans les régions arides et semi-arides où l'existence d'un nombre limité d'évènement pluvieux souvent extrêmes pourrait être non cohérent avec la réalité du stock d'eau dans le sol. La cohérence entre les deux indices serait certainement améliorée si les estimations d'humidité du sol étaient disponibles sur une base journalière.

Références

- Albergel, C., Rüdiger, C., Carrer, D., Calvet, J.-C., Fritz, N., Naeimi, V., Bartalis, Z., and Hasenauer, S. (2009) An evaluation of ASCAT surface soil moisture products with in-situ observations in Southwestern France, *Hydrology and Earth System Sciences*, vol.13, pp: 115-124.
- Albergel, C., (2010). Assimilation de données de télédétection dans le modèle ISBA-A-gs pour une analyse conjointe de la biomasse et de l'état hydrique du sol. *Thèse de doctorat Université de Toulouse 3 Paul Sabatier*. 180p.
- Amri, R., Zribi, M., Lili-Chabaane, Z., Wagner, W., Hauesner, S. (2012). Analysis of ASCAT-C band scatterometer estimations derived over a semi-arid region, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(7), Part I, pp: 2630-2638.
- Baghdadi N., Bernier M., Gauthier R. and Neeson I., (2001). Evaluation of C-band SAR data for wetlands mapping. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22(1), pp: 71-88.
- Bindlish R. and Barros A.P., (2000). Multifrequency soil moisture inversion from SAR measurements with the use of IEM, *Remote Sensing of Environment*, vol.71, pp: 61-88.
- Beaudoin A., Le Toan T. and Gwyn, H.J., (1990). SAR observation and modeling of the Cband backscatter due to multiscale geometry and soil moisture, *IEEE Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, vol.28, pp: 886-894.
- Boisvert, J. B., Gwyn, Q. H. J., Chanzy, A., Major, D. J., Brisco, B., Brown, R. J., (1997). Effect of surface soil moisture gradients on modeling radar backscattering from bare fields, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18(1), pp: 153-170.
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Wagner, W., Naeimi, V., Bartalis, Z., & Hasenauer, S. (2010). Improving runoff prediction through the assimilation of the ASCAT soil moisture product. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol.14, pp: 1881-1893.
- Bruckler L., Wittono H. and Stengel P., (1988). Near surface moisture estimation from microwave measurements. *Remote Sensing of Environment*, vol. 26, pp: 101-121.
- Ceballos, A., Scipal, K., Wagner, W., Martinez-Fernandez, J. (2005). Validation of ERS scatterometer-derived soil moisture data in the central part of the Duero Basin, Spain. *Hydrological Processes*, vol. 19, pp: 1549-1566.
- Cognard A. L., Loumagne C., Normand M., Olivier P., Ottlé C., Vidal-Madjar D., Louahala S. and Vidal A., (1995). Evaluation of the ERS-1/synthetic aperture radar capacity to estimate surface soil moisture: Two-year results over the Naizin watershed, *Water Resources Research*, 31(4), pp: 975-982.
- Frison, P.L., and Mougin, E., (1996b). Monitoring global vegetation dynamics with ERS-1 wind scatterometer data, *International Journal Remote Sensing*, vol. 17(16), pp: 3201-3218.
- Faye G., Frison P. L., Wade S., Ndione J. A., Bèye A. C., Rudant J. P., (2011). Étude de la saisonnalité des mesures des diffusiomètres SCAT : Apport au suivi de la végétation au Sahel, cas du Ferlo au Sénégal. *Revue Télédétection*, vol.10, pp: 23-31.
- Francois, C., Quesney, A., Ottele, C., (2003). Sequential Assimilation of ERS-1 SAR Data into a Coupled Land Surface: Hydrological Model Using an Extended Kalman Filter. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 4, pp: 473-487.
- Galarneau, M., Leconte, R., Brissette, F., Pultz, T., Rousselle, J., (2001). Utilization of Radarsat in integrated catchment management. Remote sensing and hydrology 2000 (*Proceedings of a Symposium held at Santa Fe, New Mexico, USA, April 2000*), IAHS, vol.267.
- Gardner, W.H. (1986). Water content, In: A/ Klute (ed). Methods of soil analysis. *American Society of Agronomy, Madison*, pp: 493-544
- Gruhler, C., de Rosnay, P., Hasenauer, S., Holmes, T., de Jeu, R., Kerr, Y., Mougin, E., Njoku, E., Timouk, F., Wagner, W., and Zribi, M. (2010). Soil moisture active and passive microwave

- products : intercomparison and evaluation over a Sahelian site, *Hydrology and Earth System Sciences*, vol.14, pp: 141-156.
- Houser, P.R., Shuttleworth, W. J., Famiglietti, J.S., Gupta, H. V., Syed, K.H., Goodrich, D.C., (1998). Integration of Soil Moisture Remote Sensing and Hydrologic Modelling Using Data Assimilation. *Water Resources Research*, vol. 34(12), pp : 3405-3420.
- Jackson, T. J., Le Vine, D. M., Hsu, A., Oldack, A., Starks, P., Swift, C., Isham, J., and Haken, M. (1999). Soil moisture Mapping at regional scales using microwave radiometry : The southern great plains hydrology experiment, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.37(5), pp: 2136_2151.
- Jarlan, L. (2001). Inversion des données des diffusiomètres spatiaux pour le suivi de la végétation en zone semi-aride : application au Sahel africain. *Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse*, 263 p.
- Le Morvan A., Zribi M., Baghdadi N., Chanzy, A., (2008). Soil Moisture Profile Effect on Radar Signal Measurement. *Sensors*, vol.8,pp: 256-270.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., (1993). The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales, Paper Presented at 8th Conference on Applied Climatology. *American Meteorological Society*, Anaheim, CA.
- Meyer, S.J.; Hubbard, K.G. (1995). Extending the Crop-specific Drought Index to Soybean. In *Proceedings of 9th Conference on Applied Climatology*, Dallas, TX, USA, 15–20 January 1995; pp: 258-259.
- Naeimi, V., Bartalis, Z., Wagner, W. (2008). ASCAT soil moisture: An assessment of the data quality and consistency with the ERS scatterometer heritage, *Journal of Hydrometeorology*, doi:10.1175/2008JHM1051.1.
- Naeimi, V., K. Scipal, Z. Bartalis, S. Hasenauer and W. Wagner (2009). An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and METOP scatterometer observations, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47, pp: 555-563.
- Narasimhan, B., and R. Srinivasan, (2005). Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol.133, pp: 69–88.
- Paris Anguela, T., Zribi, M., Hasenauer, S., Habets, F., Loumagne, C., (2008). Analysis of surface and root-zone soil moisture dynamics with ERS scatterometer and the hydrometeorological model SAFRAN-ISBA-MODCOU at Grand Morin watershed (France). *Hydrology and Earth System Sciences*, vol.12, pp: 1415-1424.
- Pellarin, T., Calvet, J.C., Wagner, W., (2006). Evaluation of ERS scatterometer soil moisture products over a half-degree region in southwestern France. *Geophysical Research Letter*, vol. 33. L17401, doi:10.1029/2006GL027231.
- Sabater J. M., Jarlan L., Calvet J. C., Bouyssel F., De Rosnay P. (2007). From near-surface to rootzone soil moisture using different assimilation techniques. *Journal of Hydrometeorology*, vol.8(2), pp : 194-206.
- Scipal K., Naeimi V., Hasenauer S. (2005). Definition of Quality Flags. ASCAT Soil Moisture Report Series, *Institute of Photogrammetry and Remote Sensing, Vienna University of Technology*, vol.7, pp: 1-25.
- Topp, G. C., Davis, J. L., and Annan, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, vol. 16, pp: 574-582.
- Ulaby, F., Moore, R., and Fung, A. (1982). Microwave remote sensing: active and passive, Vol. II, Radar remote sensing and surface scattering and emission theory., Addison- Wesley Publishing company.
- Ulaby, F., Moore, R., and Fung, A. (1986). Microwave remote sensing: active and passive, Vol. III, from theory to application. Artech House, Dedham, MA.

- Ulaby F.T., Dubois P.C. and van Zyl J., (1996). Radar mapping of surface soil moisture. *Journal of Hydrology*, vol.184, pp: 57-84.
- Wagner, W. (1998). Soil Moisture Retrieval from ERS Scatterometer Data. Vienna, Austria, *Vienna University of Technology*.
- Wagner, W., Lemoine, G., Rott, H., (1999a). A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 70(2), pp: 191-207.
- Wagner, W., Noll, J., Borgeaud, M., Rott, H., (1999b). Monitoring soil moisture over the Canadian Prairies with the ERS scatterometer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, pp: 206-216.
- Wagner, W., G. Lemoine et H. Rott (1999c). A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment.*, vol.70, pp: 191-207.
- Walker, J.P., Willgoose, G.R., Kalma, J.D., (2001a). One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface measurements: A simplified soil moisture model and field application. *Journal of Hydrometeorology.*, vol. 2, pp: 356-373.
- Walker, J. P., Houser, P. R., (2001b). A methodology for initializing soil moisture in global climate model: Assimilation of near-surface soil moisture observations. *Journal of Geophysical Research.*, vol.106, pp: 11761-11774.
- Weisse A., Oudin L., Loumagne C., (2003). Assimilation of soil moisture into hydrological models for flood forecasting: comparison of a conceptual rainfall-runoff model and a model with an explicit counterpart for soil moisture. *Revue des Sciences de l'Eau*, vol. 16(2), pp: 173-197.
- Zribi M., Baghdadi N., Holah N. and Fafin O., (2005b), New methodology for soil surface moisture estimation and its application to ENVISAT-ASAR multi-incidence data inversion, *Remote sensing of environment*, Vol. 96, pp: 485-496.
- Zribi M., Saux-Picart S., André C., Descroix L., Ottlé O. and Kallel, A., (2006a). Soil moisture mapping based on ARSAR/ENVISAT radar data over a Sahelian site, *International Journal of Remote Sensing*, vol.28(16), pp: 3547-3565
- Zribi M., (2006b). Télédétection micro-ondes pour l'estimation des états de surfaces continentales, Habilitation à Diriger des Recherches.
- Zribi M., André C. and Decharme B., (2008a). A method for soil moisture estimation in Western Africa based on ERS Scatter meter, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.46(2), pp: 438-448.
- Zribi, M., Chahbi, A., Shabou, M., Lili-Chabaane, Z., Duchemin, B., Baghdadi, N, Amri, R., Chehbouni, A., (2011). Soil surface moisture estimation over a semi-arid region using ENVISAT ASAR radar data for soil evaporation evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences.*, vol.15(1), pp : 345-358.

Chapitre V. Spatialisation du modèle FAO-56 à partir de données satellites

Introduction

Dans le cadre d'une politique de gestion des ressources en eau et surtout en milieu semi-aride, caractérisée par un manque et une forte variabilité temporelle des précipitations, il est essentiel d'évaluer le bilan hydrique, entre autre le terme évapotranspiration qui est un paramètre clé de ce bilan. Les travaux réalisés depuis plusieurs décennies jusqu'à nos jours sur la détermination des besoins en eau des cultures, s'orientent essentiellement, soit vers des approches expérimentales (méthodes dites directes), soit vers des approches basées sur des modèles (méthodes dites indirectes). Pour les méthodes directes, nous pouvons citer : la méthode du bilan hydrique (Damagnez, 1968 ; Katerji and Hallair, 1984 ; Palomo *et al.*, 2002), la méthode lysimétrique (Ducrocq, 1987 ; Marek *et al.*, 1988) et des méthodes microclimatiques basées sur le bilan d'énergie de la surface du couvert végétal (rapport de Bowen, méthode des corrélations turbulentes ou méthodes aérodynamique). Leur mise en œuvre nécessite toutefois un équipement sophistiqué et coûteux. Dans ce sens, de nombreuses techniques ont été développées au cours des dernières années pour mesurer la perte en eau par évapotranspiration ou par transpiration. Parmi ces dernières figurent la technique de flux de la sève (Sakuratani, 1981 ; Granier, 1985, 1987 ; Edwards *et al.*, 1996 ; Burgess *et al.*, 2001 ; Fernández *et al.*, 2001) qui permet de mesurer seulement la transpiration de la plante et la méthode d'eddy-covariance (Running *et al.*, 1999) qui mesure l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle. A l'échelle régionale, l'évapotranspiration peut être déterminée par la méthode de scintillation (Hill, 1997) en utilisant soit le scintillomètre micro-onde (De Bruin *et al.*, 1995 ; McAneney *et al.*, 1995 ; Meijninger et De Bruin, 2000 ; Chehbouni *et al.*, 1999 ; 2000 ; Green *et al.*, 2000), soit le scintillomètre infrarouge thermique (Bastiaanssen *et al.*, 1996 ; Van Dijk *et al.*, 2004).

Beaucoup de travaux utilisant la télédétection spatiale ont été développés pour la planification et la gestion de l'eau d'irrigation (Carlson and Buffum, 1989 ; Thuinnissen et Nieuwenhuis, 1990 ; Chanzy, 1991 ; Moran, 1994 ; Wanjura et Mahan, 1994 ; Moran *et al.*, 1997 ; Schmugge et Kustas, 1999 ; Luquet, 2002). Ces travaux sont basés sur des relations entre la température de surface et la transpiration : une plante en conditions de stress hydrique limite sa transpiration par la fermeture de ses stomates conduisant à des températures foliaires élevées. Plusieurs approches ont été développées pour exploiter l'information issue de la télédétection infrarouge thermique dans le but d'estimer l'état hydrique d'une culture (Jackson *et al.*, 1981 ; Wanjura *et al.*, 1984 ; Asrar *et al.*, 1985 ; Krieg *et al.*, 1993 ; Lili Chabaane, 1993 ; Moran, 1994 ; Castelli *et al.*, 1999 ; Galleguillos *et al.*, 2011).

L'objectif de ce chapitre est de développer une méthodologie permettant de combiner l'utilisation d'un modèle de fonctionnement et des mesures satellites multi-capteurs pour estimer l'évapotranspiration des cultures dans notre site d'étude, caractérisé par son climat semi-aride.

Le modèle utilisé est celui de la FAO-56 (Allen *et al.*, 1998); considéré comme un modèle simple et opérationnel. Nous avons adopté l'approche à coefficient cultural double du modèle FAO-56 permettant de calculer séparément l'évaporation du sol et la transpiration de la végétation.

Au niveau de l'application de la télédétection spatiale, l'utilisation combinée de données terrain et de données satellite optique et radar à basse résolution (SPOT-VEGETATION et ERS/ASCAT) a fait l'objet de la spatialisation du modèle FAO-56 à coefficient cultural double. Trois paramètres sont nécessaires à spatialiser dans le modèle choisi afin de produire des cartes d'évapotranspiration. Il s'agit de l'évapotranspiration de référence ET_0 (faite au chapitre II), le coefficient cultural K_{cb} et le coefficient d'évaporation du sol K_e que nous allons relier aux données de télédétection. Les sorties du modèle proposé sont validées à l'aide des sorties du modèle ISBA-Ags « Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère » (Mahfouf *et al.*, 1996 ; Noilhan et Mahfouf, 1996).

V-1 Description du modèle FAO-56

Dans le cadre de cette thèse, on s'est intéressé à la méthode FAO-56 (Allen *et al.*, 1998) qui constitue le niveau le plus simple de description des échanges sol-plante-atmosphère, utilisée de façon opérationnelle par la plupart des gestionnaires de l'eau agricole, et qui pondère une évapotranspiration de référence (celle d'un gazon ras bien irrigué soumis aux conditions climatiques actuelles) par des coefficients culturaux qui synthétisent la différence de fonctionnement bioclimatique entre le gazon et la culture en question, mais aussi les différents stress environnementaux. Dans ce modèle, On distingue trois types d'évapotranspiration selon le type de la culture et les conditions climatiques comme l'indiquent la figure V.1:

- ✓ La première c'est l'évapotranspiration de référence ET_0 qui est définie comme l'ensemble des pertes d'eau par évaporation et par transpiration d'une surface étendue de gazon bien alimentée en eau, ayant une hauteur uniforme de 8 à 15 cm, en pleine période de croissance, couvrant complètement le sol.
- ✓ La deuxième c'est l'évapotranspiration sous des conditions standards ET_c appelée aussi évapotranspiration maximale. Elle est définie à différents stades de

développement d'une culture donnée sous des conditions agronomiques optimales; c'est à dire sans maladie et sans stress ni hydrique ni nutritionnel. ET_c est reliée à ET_0 par l'intermédiaire d'un coefficient K_c appelé coefficient cultural qui tient compte de la différence physique et physiologique entre la surface de référence et la culture donnée :

$$ET_c = K_c \times ET_0 \quad (\text{Eq V.1})$$

- ✓ Enfin la dernière c'est l'évapotranspiration sous des conditions non standards ET_r , appelée aussi évapotranspiration réelle (ET_r) qui est définie comme la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et la végétation à un stade de développement physiologique donné et un état sanitaire réel (présence des maladies et des insectes, stress hydrique...). ET_r est reliée aussi à ET_c par un coefficient K_s appelé coefficient de stress hydrique ainsi :

$$ET_r = K_s \times ET_c = K_s \times K_c \times ET_0 \quad (\text{EqV.2})$$

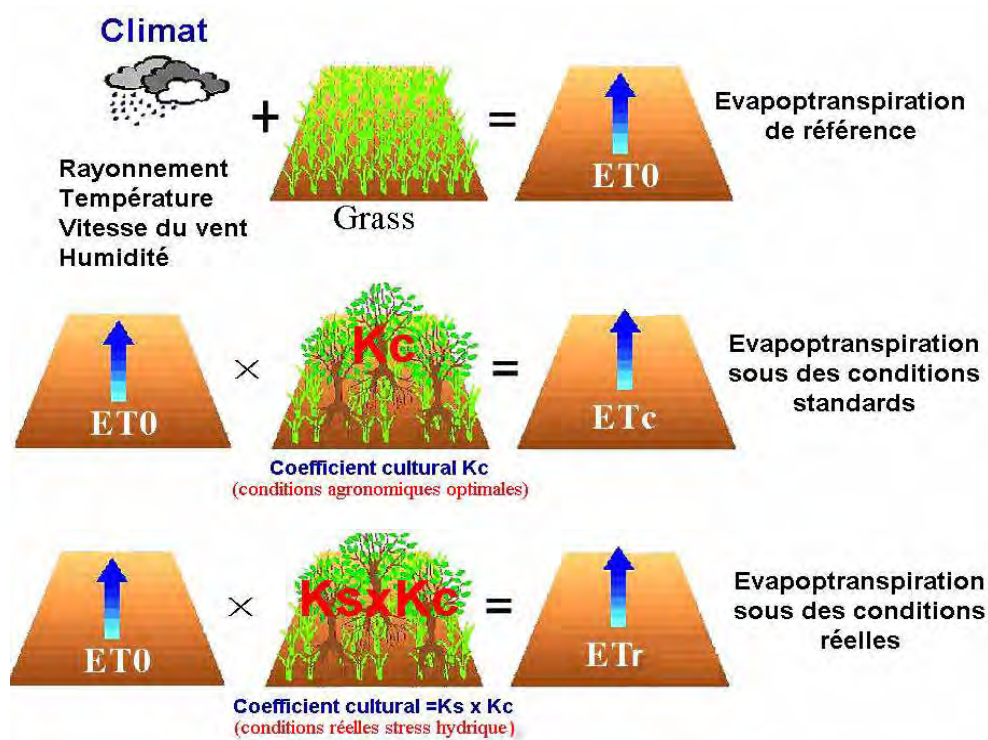


Figure V.1. Trois types d'évapotranspiration estimés par le modèle FAO-56 : Evapotranspiration de référence (ET_0), évapotranspiration sous les conditions standard (ET_c) et sous les conditions réelles. (ET_r) (Allen *et al.*, 1998).

Afin de déterminer l'évapotranspiration maximale et l'évapotranspiration réelle, il est nécessaire de déterminer trois paramètres : l'évapotranspiration de référence ET_0 , le coefficient cultural K_c et le coefficient de stress hydrique K_s .

V-1-1 L'évapotranspiration de référence (ET_0)

Le concept de l'évapotranspiration de référence ET_0 a été introduit pour étudier la demande évaporative de l'atmosphère indépendamment du type du couvert végétal et des pratiques de gestion. Devant la difficulté à respecter les conditions standards pour le calcul de ET_0 , des méthodes empiriques ou semi-empiriques ont été développées pour estimer l'évapotranspiration de référence à partir de différentes variables climatiques. Ces formules empiriques peuvent être classées en trois groupes : les méthodes de température (Blaney et Criddle, 1950 ; Hargreaves et Samani, 1985), les méthodes de radiation (Makkink, 1957 ; Turc, 1961 ; Priestly and Taylor, 1972) et les méthodes combinées (Penman, 1948 ; Allen *et al.*, 1998). La plupart de ces relations sont obtenues et ensuite testées pour des zones particulières ou pour une culture donnée. Cependant, leur extrapolation à d'autres conditions climatiques nécessite parfois des ajustements afin qu'elles soient adaptées aux conditions locales. A titre d'exemple, la relation proposée par Blaney et Criddle (1950) donne de bonne estimation de l'évapotranspiration pour des régions arides ou semi-arides. Cependant, elle a tendance à surestimer l'évapotranspiration pour des climats humides. Dans cette étude, nous avons utilisées les formules de Penman pour calculer l' ET_0 que nous détaillerons dans ce qui suit.

V-1-2 Le coefficient cultural (K_c)

Rappelons que K_c est le rapport entre l'évapotranspiration maximale (ET_c) et celle de l'évapotranspiration de référence ET_0 . Selon le modèle FAO-56 (Allen *et al.*, 1998), deux approches ont été développées pour la détermination de ce coefficient : une approche à coefficient cultural simple et une autre à coefficient cultural double. Dans l'approche simple de la méthode FAO-56, le coefficient cultural simple K_c regroupe l'évaporation du sol et la transpiration de la plante. Dans la deuxième approche, K_c est divisé en deux termes:

- ✓ K_e qui tient compte uniquement de l'évaporation du sol ;
- ✓ K_{cb} qui tient compte de la transpiration de la plante.

Le paramètre K_c représente l'effet intégral de plusieurs caractéristiques qui distinguent la végétation du gazon de référence. Sa valeur est largement affectée par plusieurs facteurs : les facteurs aérodynamiques liés à la hauteur et à la densité de la végétation, les facteurs

biologiques liés à la croissance et la sénescence des feuilles, les facteurs physiques liés principalement à l'évaporation du sol, les facteurs physiologiques liés à la réponse des stomates à la pression de vapeur saturante et aux facteurs agronomiques liés aux pratiques culturales (système d'irrigation, fréquence des pluies et d'irrigation...). Le coefficient cultural est donc toujours établi expérimentalement au début, pour une région et une culture données, puis ensuite confiné dans des tables pour une utilisation ultérieure dans la même région ou dans une région similaire.

Les valeurs de K_c publiées par la FAO-56 (Allen *et al.*, 1998) sont souvent données par culture, tout en tenant compte des diverses phases de croissance. Le cycle des cultures est souvent subdivisé en quatre phases de croissance: **(1)** la phase initiale de durée l_{ini} , qui s'étend du semis à environ 10% de la couverture du sol, **(2)** la phase de développement du couvert végétal de durée l_{dev} se terminant au moment où la couverture du sol est complète, **(3)** la phase mi-saison de durée l_{mid} qui se termine par le début de la chute ou la sénescence du couvert foliaire, et **(4)** la phase de l'arrière-saison ou de maturation (l_{end}). La figure V.2 illustre une courbe représentative de l'évolution d'un coefficient cultural simple.

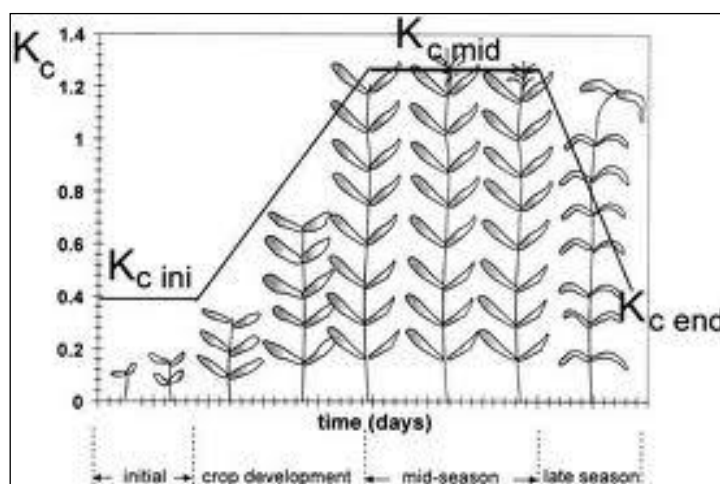


Figure V.2 : Courbe représentative du coefficient cultural simple (Allen *et al.*, 1998).

L'évolution du coefficient cultural K_c au cours du cycle d'une culture présente la forme d'une cloche similaire à celle de l'indice foliaire (LAI) ou du taux de couverture du sol.

La valeur du K_c est donc considérée comme constante durant la phase initiale où le sol est prédominant et pendant la phase de mi-saison où la couverture du sol par la culture est maximale. Les valeurs du K_c pendant les autres phases de croissance (2 et 4) sont obtenues par interpolation. Connaissant les valeurs du coefficient cultural de la phase initiale ($K_{c\ ini}$), de la mi-saison ($K_{c\ mid}$), et de la récolte ($K_{c\ end}$) d'une part, et les durées des périodes de

croissance, d'autre part, nous pouvons obtenir pour une culture considérée la valeur du K_c à n'importe quel moment du cycle.

A noter que l'évolution du coefficient cultural de base ou coefficient de la transpiration (K_{cb}) est similaire à l'évolution du coefficient cultural simple.

Approche à coefficient cultural simple

Dans cette approche, l'effet de la transpiration de la plante et de l'évaporation du sol est confiné dans un seul coefficient. La procédure de calcul de l'évapotranspiration maximale ET_c consiste à :

- ✓ Identifier les phases de croissance de la culture et les durées correspondantes, et sélectionner les coefficients culturaux correspondants,
- ✓ Ajuster les coefficients culturaux pour les conditions climatiques durant les mêmes phases de croissance (Allen *et al.*, 1998),
- ✓ Construire la courbe du coefficient cultural, K_c ,
- ✓ Calculer ET_c comme le produit de ET_0 par K_c .

Approche à coefficient cultural double

Cette approche consiste à diviser le coefficient cultural K_c en deux coefficients : Un pour la transpiration K_{cb} appelé coefficient cultural de base, et l'autre pour l'évaporation du sol K_e appelé coefficient d'évaporation:

$$ET = (K_{cb} + K_e) \times ET_0 \quad (\text{Eq V.3})$$

L'approche du coefficient cultural double est beaucoup plus compliquée et nécessite plus de calcul comparativement à l'approche simple. Deux termes sont nécessaires à déterminer pour estimer l'évapotranspiration : K_{cb} et K_e .

❖ Coefficient cultural de base : K_{cb}

Ce coefficient est défini comme étant le rapport entre ET_c et ET_0 lorsque la surface du sol est sèche et la culture est dans des conditions optimales (absence du stress hydrique). La procédure de calcul de ce terme est exactement similaire à celle du calcul du coefficient cultural simple.

❖ Coefficient d'évaporation du sol : K_e

Le coefficient d'évaporation du sol K_e décrit la composante évaporation de ET_c . Quand le sol est mouillé suite à des précipitations ou à une irrigation le coefficient d'évaporation K_e est maximal, mais quand la surface du sol est sèche K_e est faible et tend à s'annuler.

L'évaporation de l'eau du sol sous un couvert végétal ou exposé à la radiation, est gouvernée par la quantité d'énergie disponible à la surface du sol. L'évaporation du sol est ainsi limitée par la fraction du sol exposée et mouillée f_{ew} qui, par son effet d'ombre sur le sol, intercepte la radiation solaire. Sous ces conditions, K_e est donné par l'équation suivante (Allen et al., 1998):

$$K_e = K_r (K_{cmax} - K_{cb}) \leq f_{ew} \times K_{cmax} \quad (\text{Eq V.4})$$

Avec :

K_{cmax} : Valeur maximale de K_c obtenue à la suite d'une pluie ou d'une irrigation,

K_r : Coefficient de réduction de l'évaporation du sol,

f_{ew} : Fraction du sol exposée et mouillée.

Le calcul de K_e consiste à déterminer trois paramètres.

- La limite supérieure K_{cmax}

Le coefficient K_{cmax} représente la limite supérieure de l'évaporation et la transpiration d'une culture donnée. Quand le sol est humide, l'évaporation du sol est maximale, le coefficient cultural K_c ne peut jamais dépasser cette valeur maximale K_{cmax} . Ça varie avec le climat et le type de la surface de référence. Quand cette dernière est le gazon K_{cmax} est donné par (Allen et al., 1998) :

$$K_{cmax} = \max \left[\left\{ 1.2 + [0.04 \times (u_2 - 2) - 0.004 \times (R_{hmin} - 45)] \left(\frac{h}{3} \right)^{0.3} \right\}, \{K_{cb} + 0.05\} \right] \quad (\text{Eq.V.5})$$

u_2 : Vitesse du vent à 2 m,

R_{hmin} : Humidité relative minimale,

h : hauteur de la végétation.

- Le coefficient de réduction de l'évaporation du sol K_r

Quand la surface du sol est humide, K_r est égal à 1, dès que la surface commence à sécher, K_r décroît jusqu'à s'annuler. K_r est donné par l'équation suivante (Allen et al., 1998) :

$$K_r = \frac{TEW - D_{e,i-1}}{TEW - REW} \text{ pour } D_{e,i-1} \geq REW \quad (\text{Eq V.6})$$

Avec :

$D_{e,i-1}$: Profondeur cumulative de l'évaporation de la surface du sol pour le jour $i-1$,

TEW : Profondeur cumulative maximale de l'évaporation de la surface du sol quand $K_r=0$,

REW : Eau facile à évaporer.

TEW est donné par l'équation suivante :

$$TEW = 1000(\theta_{fc} - 0.5\theta_{wp})Z_e \quad (\text{Eq V.7})$$

Avec :

θ_{fc} : Humidité du sol à la capacité au champ [$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$] ;

θ_{wp} : Humidité du sol au point de flétrissement [$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$],

Z_e : Profondeur de la surface du sol qui subit l'évaporation [0.10-0.15 m].

Le calcul de K_r nécessite un bilan hydrique au niveau de Z_e afin de déterminer $D_{e,i}$:

$$D_{e,i} = D_{e,i-1} - (P_i - RO_i) - \frac{I_i}{f_w} + \frac{E_i}{f_{ew}} + DP_{e,i} \quad (\text{Eq. V.8})$$

Avec :

$D_{e,i-1}$: Profondeur cumulative de l'évaporation de la surface supérieure du sol exposée et mouillée pendant le jour $(i-1)$ [mm] ;

$D_{e,i}$: Profondeur cumulative de l'évaporation de la surface supérieure du sol exposée et mouillée pendant la fin du jour i [mm] ;

P_i : Précipitations pendant le jour i [mm] ;

RO_i : Ruissellement pendant le jour i [mm] ;

I_i : Irrigation pendant le jour i [mm] ;

E_i : Evaporation du sol pendant le jour i [mm] ;

$DP_{e,i}$: Percolation de la surface supérieure [mm] ;

- La fraction du sol exposée et mouillée f_{ew} :

Ce terme est donné par l'équation suivante (Allen *et al.*, 1998) :

$$f_{ew} = \min(1 - f_c, f_w) \quad (\text{Eq V.9})$$

Avec :

$1 - f_c$: Fraction du sol exposée (non couvert par la végétation) [0.01-1] ;

f_w : Fraction du sol mouillée par précipitation ou irrigation. Selon Allen (1998) ce terme dépend du type d'irrigation. Pour une irrigation gravitaire, ce terme vaut 1. Pour l'irrigation localisée, f_w varie de 0.3 à 0.4.

V-1-3 Le coefficient du stress hydrique (K_s)

Le coefficient du stress hydrique (K_s) agit sur le coefficient cultural global ou sur le coefficient cultural de base, selon l'approche utilisée. Si on utilise l'approche à coefficient cultural simple, l'évapotranspiration réelle ETR est donnée par :

$$ETR = K_s \cdot K_c \cdot ET_0 \quad (\text{Eq V.10})$$

Si on utilise l'approche à coefficient cultural double, l'évapotranspiration réelle est donnée par :

$$ETR = K_s (K_{cb} + K_e) ET_0 \quad (\text{Eq V.11})$$

Jusqu'au là, nous avons plus au moins détaillé la méthode FAO-56 telle qu'elle a été proposée par Allen (1998). Selon ce modèle (méthode à double coefficients), trois paramètres sont nécessaires à spatialiser afin de produire des cartes d'évapotranspiration. Il s'agit de l'évapotranspiration de référence ET_0 , le coefficient cultural K_{cb} et le coefficient d'évaporation du sol K_e que nous allons relier aux données de télédétection multi-capteurs.

V-2 Spatialisation du modèle FAO-56 à partir des données basse résolution

La spatialisation du modèle FAO-56 est opérée sur toute la plaine de Kairouan (10000km²) à partir d'une série temporelle d'images satellites optiques à basse résolution spatiale (SPOT-VEGETATION) acquises entre septembre 1998 et août 2010 et d'une série de données radar d'humidité (ERS et ASCAT/Metop) couvrant la période d'étude. La spatialisation des besoins en eau ou l'évapotranspiration réelle (ET) par ce modèle nécessite tout d'abord la cartographie de l'évapotranspiration de référence ET_0 et la détermination du coefficient cultural de base K_{cb} et du coefficient d'évaporation du sol K_e . Nous détaillerons dans ce qui suit la méthodologie de spatialisation de chacun de ces paramètres.

V-2-1 Apport de la télédétection spatiale pour l'estimation des coefficients culturaux

La télédétection permet d'avoir des informations continues sur l'état de la végétation par le biais des indices de végétation. L'indice de végétation le plus répandu et le plus utilisé est le $NDVI$ (Normalized Difference Vegetation Index).

Des études expérimentales et théoriques ont montré que les indices de végétation peuvent être reliés simplement aux caractéristiques de la végétation, notamment l'indice foliaire (*LAI*) (Asrar *et al.*, 1984 ; Duchemin *et al.*, 2006), le coefficient cultural (Jackson *et al.*, 1980 ; Heilman *et al.*, 1982 ; Neale *et al.*, 1989 ; Choudhury *et al.*, 1994 ; Garatuza and Watts, 2005) et la couverture végétale (Purevdorj *et al.*, 1998 ; Er-Raki *et al.*, 2007).

La similitude entre l'évolution de l'indice de végétation (*NDVI*) au cours du cycle d'une culture et celle du coefficient cultural (Jackson *et al.*, 1980 ; Heilman *et al.*, 1982 ; Neal *et al.*, 1989) a encouragé les scientifiques à chercher des relations entre ces deux paramètres afin d'estimer les besoins en eau des cultures à l'échelle régionale. Plusieurs études ont montré qu'il existe une relation linéaire entre les deux paramètres (Jackson *et al.*, 1980 ; Choudhury *et al.*, 1994). Cependant cette relation peut être perturbée par l'évaporation du sol (Allen et Tasumi, 2003). Pour cette raison, plusieurs auteurs ont essayé de chercher des relations entre les indices de végétation et le coefficient de transpiration des plantes K_{cb} .

Bausch et Neale (1987) et Neale *et al.* (1989) ont dérivé des relations linéaires entre *SAVI* et K_{cb} pour le maïs cultivé au Colorado (USA). Ces relations ont permis une bonne gestion de l'eau d'irrigation du maïs (Bausch and Neale, 1989 ; Bausch, 1993 ; Bausch, 1995). Hunsaker *et al.* (2003) ont trouvé deux relations de régression entre le coefficient cultural de base K_{cb} et le *NDVI* pour le coton cultivé au sud-Est des USA : une fonction linéaire entre les deux paramètres du semis jusqu'au plein développement et une fonction à régression multiple entre K_{cb} , *NDVI* et *CGDD* (Cumulative Growing Degree Day) pendant la phase de sénescence.

De même, Hunsaker *et al.* (2005) ont trouvé aussi une fonction à régression multiple entre K_{cb} et *NDVI*, pour la culture du blé.

Récemment, dans le cadre du projet SudMed une relation entre K_{cb} et *NDVI* pour le blé a été développé dans le bassin versant du Tensift (Duchemin *et al.*, 2006 ; Er-Raki *et al.*, 2007). Cette relation sera utilisée dans notre étude, elle nous permettra de spatialiser le modèle FAO-56 afin d'estimer les besoins en eau à l'échelle de la plaine de Kairouan.

V-2-2 Relation K_{cb} -*NDVI* et f_c -*NDVI* : cas des cultures annuelles

Dans le cadre du projet SudMed une relation entre K_{cb} et *NDVI* pour le blé a été développée dans le bassin versant du Tensift (Er-Raki *et al.*, 2007):

$$K_{cb} = 1.07 \times \left[1 - \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^{\frac{0.84}{0.54}} \right] \quad (\text{Eq V.12})$$

Avec

$NDVI_{min}$ et $NDVI_{max}$ sont les valeurs minimale et maximale de $NDVI$ relatives au sol nu et à la végétation en pleine développement.

De même une relation entre le taux de couverture (f_c) et $NDVI$ a été établie (Er-Raki *et al.*, 2007) :

$$f_c = 1.18 \times (NDVI - NDVI_{min}) \quad (\text{Eq V.13})$$

Ces deux relations ont été combinées avec le modèle FAO-56 pour estimer les besoins en eau des cultures annuelles.

V-2-2 Détermination du K_{cb} et f_c : cas des oliviers

Comme l'approche à coefficient cultural double du modèle FAO-56 permet de calculer séparément l'évaporation du sol et la transpiration de la végétation, il est plus intéressant de valider cette partition du flux d'évapotranspiration d'une part, et de quantifier les pertes en eau par évaporation du sol. Pour cela, nous avons besoin d'estimer la fraction de couvert et le coefficient cultural des oliviers. Les valeurs des coefficients culturaux proposés par la FAO dans son bulletin n° 56 (Allen *et al.*, 1998) pour estimer les besoins en eau des oliviers ne sont pas applicables pour notre cas d'étude à cause du faible pourcentage de couverture de cette culture.

La distance entre les pieds d'arbre est de l'ordre de 20m, considérant que le diamètre moyen des ces oliviers est aux alentours de 4m, donc la fraction de couvert f_c est estimé à 8%.

Partant du principe que K_c n'est autre que le rapport entre ET et ET_0 , plusieurs études ont été menées sur la base des mesures expérimentales pour déterminer le coefficient cultural des oliviers (Michelakis *et al.*, 1994 ; Moreno *et al.*, 1996; Fernandez *et al.*, 2001 ; Doorenbos et Pruitt, 1977; Allen *et al.*, 1998). La plupart des données d'évapotranspiration des oliviers sont disponibles particulièrement pour des sites bien déterminés ou de gestion spécifique, donc ils sont difficiles à appliquer à d'autres situations.

Bien que certaines valeurs de K_c oliviers sont disponibles (Beede et Goldhamer, 1994 ; Michelakis *et al.*, 1994 ; Orgaz et Fereres, 1997), la relation entre ET et la fraction du couvert ou l'indice de surface foliaire (LAI) n'est pas connue (Testi *et al.*, 2004). Dans la pratique, la relation est développée par Fereres *et al.* (1981) a été appliquée à la gestion d'irrigation des jeunes oliviers. Testi *et al.*, (2004) ont établi une relation entre ET et la fraction du couvert que nous avons utilisé pour déterminer notre K_c .

V-2-3 Estimation du coefficient d'évaporation du sol

- Etat de l'art

L'évaporation à partir de la surface des sols nus et / ou partiellement couvert est une des principales composantes de l'échange à l'interface surface de la terre et l'atmosphère (Lawrence *et al.*, 2007). Pour prédire l'évaporation du sol, deux approches distinctes peuvent être utilisées, soit l'approche mécaniste ou dite aussi physique soit l'approche simplifiée (Mahfouf et Noilhan, 1991). Les deux sont complémentaires. D'une part, l'approche mécaniste (Chanzy et Bruckler 1993 ; Yamanaka *et al.* 1998) décrit la couche superficielle du sol en tant que système multicouche qui physiquement représente l'échange de chaleur entre les couches de sol et l'atmosphère. D'autre part, l'approche simplifiée (Noilhan et Planton 1989; Mihailovic *et al.*, 1993) décrit le sol comme un système monocouche et représente empiriquement l'évaporation réelle l'aide d'une résistance (ou facteur) qui représente les pertes par évaporation par rapport à la demande évaporative, appelé l'évaporation potentielle.

Les modèles mécanistes sont très utiles pour comprendre et décrire les processus physiques à l'échelle locale impliquée dans l'évaporation y compris le drainage par gravité, l'ascension capillaire et la diffusion de vapeur. Cependant, leurs complexités les rendent peu pratiques pour des applications spatiales (Mahfouf et Noilhan, 1991). Chanzy et al. (2008) ont mis en œuvre un modèle mécaniste dans un contexte spatial avec une précision raisonnable. Néanmoins, leur approche repose essentiellement sur les fonctions de pédotransfert, qui sont pleines d'incertitudes puisqu'ils dépendent de la structure du sol, la texture du sol et les agrégats du sol à différentes profondeurs et en présence de biomasse.

L'une des approches simplifiées est basée sur la résistance r_{ss} à la diffusion de vapeur dans les pores du sol de grande taille (Monteith, 1981 ; Camillo et Gurney, 1986 ; Passerat de Silans, 1986 ; Kondo *et al.*, 1990 ; Sellers *et al.*, 1992 ; Daamen et Simmonds, 1996). Au cours des 40 dernières années, de nombreuses expressions de r_{ss} ont été développées et la plupart des études ont mis en évidence des difficultés avec le caractère unique de la formulation des résistances. En gros, deux principales incohérences avec la représentation de résistance ont été énoncées.

Pour des raisons pratiques, r_{ss} est généralement définie en utilisant la température de la surface du sol au lieu de la température du sol en profondeur où se produit la vaporisation (Van de Griend et Owe, 1994). Cette sous-estimation systématique provoque l'évaporation du sol dans des conditions sèches (Yamanaka *et al.*, 1997). En outre, l'approche basée sur la résistance n'est valable que lorsque le débit est limité par le transport de vapeur de diffusion.

En particulier, elle ne s'applique pas dans les conditions où le débit d'eau est principalement dû aux forces de gravité (Salvucci, 1997) ou de capillarité (Saravanapavan et Salvucci, 2000). Parallèlement à l'élaboration d'approches simplifiées, certains auteurs ont démontré l'utilité des données de télédétection pour surveiller l'évaporation du sol nu, et inversement, pour calibrer l'évaporation des modèles.

L'estimation de l'évaporation à partir de données accessibles par télédétection a déjà fait l'objet de nombreuses études avec l'utilisation de l'infra-rouge thermique qui permet la mesure de la température de surface (Jackson *et al.*, 1977 ; Seguin *et al.*, 1982 ; Nishida *et al.* 2003). Toutefois, cette approche souffre de quelques handicaps qui nuisent à l'obtention régulière d'une estimation précise de l'évaporation : les mesures sont souvent perturbées par la couche atmosphérique et les fortes variations journalières de l'évolution de la température de surface rendent peu précis les modèles basés, dans la plupart des cas, sur l'utilisation d'une mesure par jour. L'utilisation des micro-ondes semble pouvoir combler en partie ces handicaps. En effet, celles-ci sont peu sensibles aux conditions atmosphériques ce qui permet d'envisager d'avoir la régularité dans l'acquisition des données, nécessaire pour le suivi de l'évaporation (Chanzy et Bruckler, 1991). L'évaporation du sol peut être estimée en utilisant l'humidité du sol à partir des données micro-ondes (Kustas *et al.*, 1993).

Cependant, l'utilisation des données de télédétection nécessite un modèle d'évaporation de sol dont la représentation tient compte de la profondeur de détection (Chanzy et Bruckler, 1993; Yamanaka *et al.*, 1997; Komatsu, 2003). La situation est compliquée par le fait que la profondeur de détection varie avec la bande spectrale d'observation. En particulier, la profondeur de détection est d'environ 1 mm dans la bande thermique, 2 cm en bande C, et 5 cm en bande L. Le couplage des régimes de surface terrestre avec des données de télédétection devrait être facilité par le développement d'une paramétrisation robuste d'évaporation pour une épaisseur arbitraire du sol (Komatsu 2003). Toutefois, une limitation importante des modèles simplifiés existants est leur sensibilité à l'épaisseur du sol (Fuchs et Tanner, 1967 ; Lee et Pielke 1992 ; Wallace, 1995 ; Daamen et Simmonds, 1996 ; Yamanaka *et al.* 1997, 1998 ; Komatsu, 2003). Par ailleurs, une formulation générale est établie par Merlin (Merlin *et al.*, 2011) pour les différentes épaisseurs du sol, ce modèle d'estimation de l'évaporation du sol sera utilisé dans notre étude.

- Estimation de l'évaporation

L'expression générale du modèle de Merlin (Merlin *et al.*, 2011) pour estimer l'évaporation du sol est proposée comme suit:

$$K_e = \begin{cases} \left[\frac{1}{2} - \frac{1}{2} \cdot \cos(\pi \cdot \theta_L / \theta_{max}) \right]^P & \text{Pour } \theta_L \leq \theta_{max} \\ K_e = I & \text{Pour } \theta_L > \theta_{max} \end{cases} \quad (\text{Eq. V.14})$$

Avec θ_L : contenu en eau dans le sol dans la couche d'épaisseur L et P un paramètre estimé par l'équation V.15.

Cette expression a été déjà utilisée par Noilhan et Planton (1989), Jacquemin et Noilhan (1990) et Lee et Pielke (1992), avec θ_{max} égale à l'humidité du sol à la capacité au champ et avec $P = 1$ ou $P = 2$. Cependant, le lien entre P et l'épaisseur du sol n'avait pas été établi. Cette relation est établie dans l'étude de Merlin *et al.* (2011), P est exprimé par l'équation suivante :

$$P = \left(\frac{1}{2} + A_3 \frac{L - L_l}{L_l} \right) \frac{LE_p}{B_3} \quad (\text{Eq V.15})$$

avec L l'épaisseur de la couche de sol, L_l étant la couche la plus mince du sol représenté ici (0-5 cm), A_3 (sans unité), B_3 (W m^{-2}) étant les deux meilleures ajustements des paramètres qui a priori dépendent de la texture du sol et la structure et LE_p la demande évaporative à la surface du sol.

Dans les études de Noilhan et Planton (1989) et Lee et Pielke (1992), θ_{max} n'est autre que l'humidité du sol à la capacité au champ. Dans l'étude de Merlin *et al.* (2011), l'humidité du sol maximale est fixée à l'humidité du sol à saturation. La justification est que l'évaporation potentielle, qui est un processus quasi instantanée, est physiquement atteinte à la saturation du sol et non à la capacité au champ.

Pour notre étude les teneurs en eau du sol et celle maximale sont déduites à partir de la série de données micro-ondes ERS et ASCAT acquises sur la plaine de Kairouan avec une résolution spatiale de 25km^2 .

V-3 Application du modèle FAO-56

Dans cette section, nous allons présenter les résultats relatifs à la détermination de l'évapotranspiration réelle calculée sur la plaine de Kairouan à l'aide du modèle FAO-56 à coefficient cultural double. Cette approche diffère par rapport au modèle FAO-56 d'Allen (1998) par la méthode de calcul du coefficient cultural de base K_{cb} , par la fraction du couvert f_c et par le coefficient d'évaporation du sol.

Dans notre cas, nous considérons pour chaque pixel étudié, deux types de couverture végétale, les céréales et les oliviers. Pour chaque pixel, nous proposons une estimation de l'évapotranspiration en tenant compte de la fraction de couvert en chaque pixel. L'équation de l'évapotranspiration est la suivante:

$$ET = [Fr_{céréale} [(K_s \cdot K_{cb-c} + (1 - f_{c-c}) K_e)] + Fr_{olive} [(K_s \cdot K_{cb-o} + (1 - f_{c-o}) K_e)]] * ET_0 \quad (\text{Eq V.16})$$

Avec

Les indices *c* et *o* désignent respectivement « cultures annuelles » et « olivier » ;

$Fr_{céréale}$: fraction du couvert céréale au sein d'un pixel ;

Fr_{olive} : fraction du couvert olivier au sein d'un pixel ;

Ces fractions d'occupation du sol sont déduites de la carte d'occupation du sol basse résolution obtenues par désagrégation.

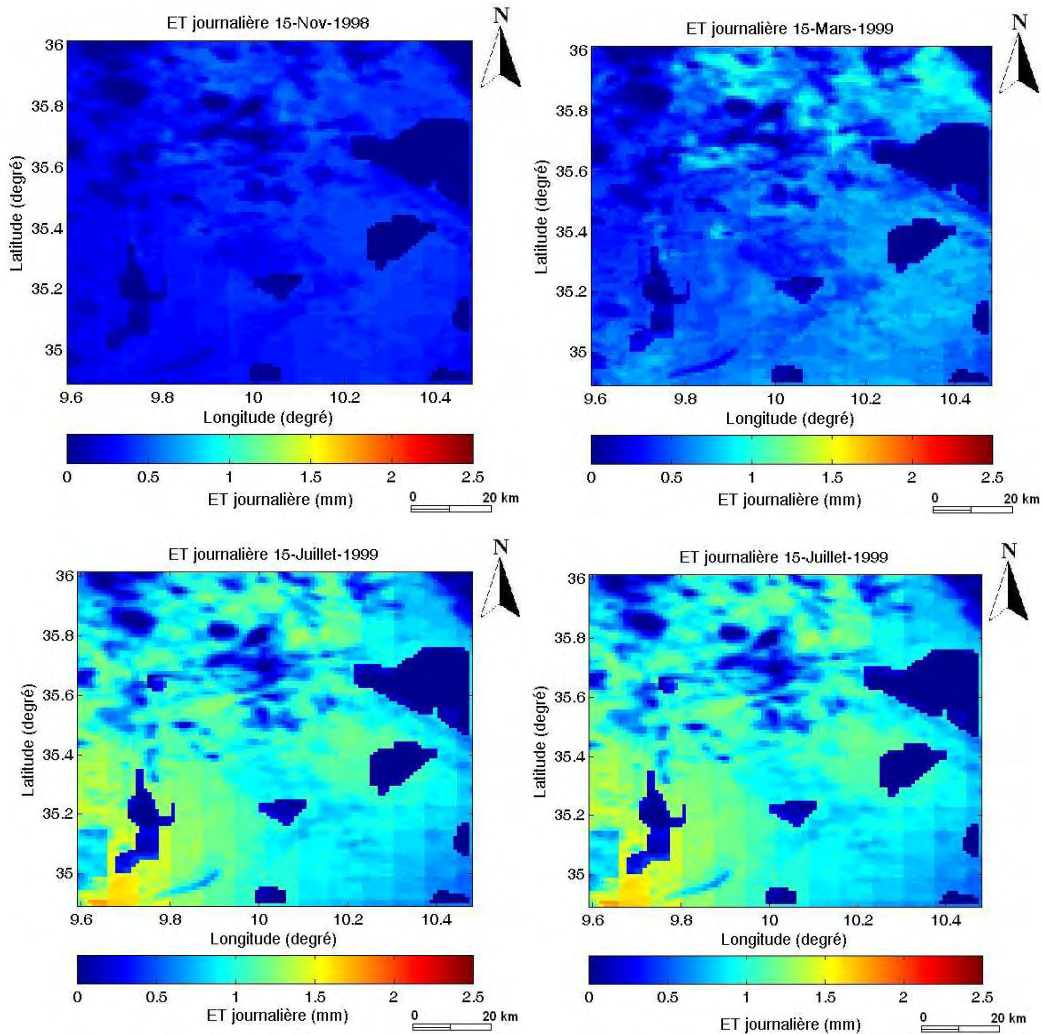


Figure V.3 : Cartes d'évapotranspirations journalières sur la plaine de Kairouan pour la saison agricole 1998-1999.

La figure V. 3 illustre différentes cartes journalières de l'évapotranspiration calculée par le modèle FAO-56 en intégrant les données télédétection multi-capteurs.

Nous avons constaté que l'évapotranspiration dépend de la croissance de la végétation. Elle augmente avec la quantité de végétation (*NDVI*) et atteint sa valeur maximale durant les mois de mars et avril qui correspondent à la période de plein développement des cultures annuelles. Par ailleurs, les valeurs d'évapotranspiration sont relativement faibles, c'est le cas en mi-novembre, lorsque le sol est non cultivé et les apports d'eau qui sont généralement issues de la pluviométrie sont très faibles.

Les cartes des cumuls saisonniers des besoins en eau pour les saisons agricoles 1998-1999 ; 1999-2000 et 2004-2005 calculées par le modèle FAO-56 à coefficient cultural double en utilisant les données satellites sont données par la figure V.4.

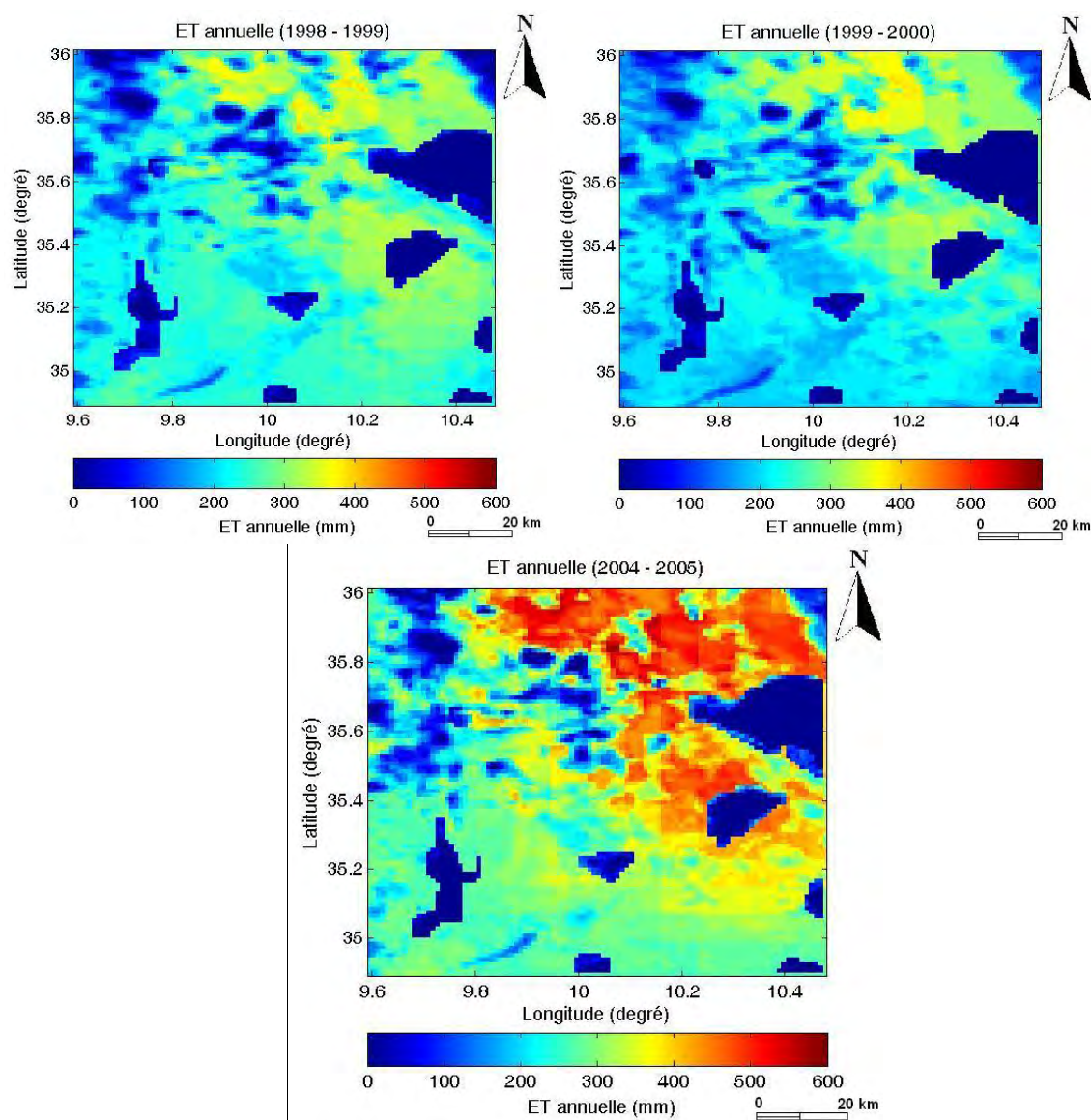


Figure V.4 : cartes des cumuls annuels des besoins en eau : saison agricole 1998-1999 ; saison agricole 1999-2000 et saison agricole 2004-2005.

Nous constatons que ces cartes sont compatibles avec les cartes d'occupations du sol. Prenons à titre d'exemple l'année agricole 1998-1999. En effet, les besoins en eau sont légèrement élevés (400 mm) pour les cultures annuelles et ils sont de 200 mm pour la classe olivier.

La comparaison des besoins en eau des cultures annuelles avec la pluviométrie moyenne annuelle dans la plaine de Kairouan (300 mm) donne une première estimation du niveau du déficit moyen qu'il faut combler par l'irrigation.

Nous avons cherché à comparer les cartes des cumuls annuelles des pluies spatialisées des années agricoles 1998-1999 et 1999-2000 avec les cartes des besoins en eau annuelles en calculant le déficit hydrique annuel sur la zone d'étude. La figure V.5 montre les zones en déficit hydrique qu'il faudra combler par des irrigations.

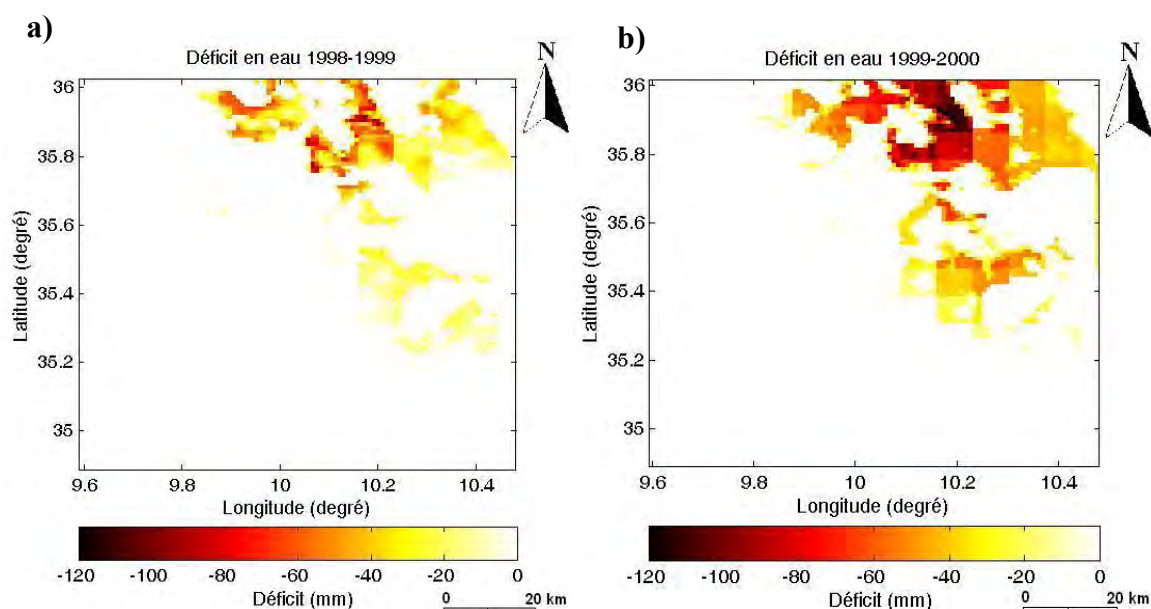


Figure V.5 : cartes des déficits annuels en eau : a) saison agricole 1998-1999 ; b) saison agricole 1999-2000.

A l'année agricole 1999-2000, le déficit hydrique annuel est très prononcé, Les valeurs peuvent atteindre 120mm sur les zones occupées par les cultures annuelles. Au sud de la plaine, il n'y a pas de déficit à signaler sachant que ces zones sont généralement occupées par des oliviers, cultures non demandeuse en eau.

V-4 Validation du modèle FAO-56

Dans le but de valider les résultats de la spatialisation des besoins en eau des cultures, nous avons comparé les valeurs de ET estimées par le modèle FAO-56 à partir des images satellitaires avec les sorties du modèle ISBA-A-gs. Nous présentons dans cette section le

modèle ISBA puis les validations faites en premier lieu avec l'humidité du sol et en second lieu sur les cartes d'évapotranspiration produites.

V-4-1 Description du modèle ISBA-A-gs

ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) est un modèle permettant de représenter les surfaces continentales dans les modèles atmosphériques et hydrologiques. Le modèle ISBA est développé par le CNRM « Centre National de Recherches Météorologiques » (Mahfouf et *al.*, 1995) en collaboration avec plusieurs laboratoires de recherche (CNRS, Météo France). ISBA, qui calcule les bilans d'eau, les bilans d'énergie et l'évolution du manteau neigeux des massifs montagneux au pas de temps de 5 minutes.

Les modèles SVAT (soil-vegetation-atmosphere transfer) actuellement employés en météorologie sont conçus pour décrire les processus d'évaporation à la surface avec le partitionnement de l'eau entre la transpiration de la végétation, le drainage, le ruissellement et l'humidité du sol.

ISBA utilise la méthode « *Force-Restore* » de Deardoff (1977, 1978) pour calculer la variation dans le temps des bilans de l'énergie et de l'eau (Noilhan et Planton, 1989). L'hydrologie du sol est représentée par trois couches : une couche mince de surface avec une profondeur uniforme, une couche de la zone racine et une couche de sol profond (Boone et al, 1999) qui contribue à l'évaporation par capillarité. En outre, le modèle simule le stockage d'interception de l'eau et l'évolution du manteau neigeux basé sur un schéma simple d'une seule couche (Douvillat *et al.*, 1995). Le drainage profond est calculé sur la base des formules de Noilhan et Mahfouf (1996). ISBA comprend également un paramétrage complet de la sous-grille de l'hydrologie afin de prendre en compte l'hétérogénéité des précipitations, l'infiltration, la topographie et la végétation au sein de chaque grille. Une approche TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979) a été utilisé pour simuler une fraction saturée où les précipitations sont entièrement converties en ruissellement de surface (Decharme *et al.*, 2006).

L'infiltration sur les sols gelés et non gelés est calculée au moyen de deux sous-maillages avec une distribution exponentielle de l'intensité des pluies et de la capacité d'infiltration maximale du sol. Enfin, une approche de tuiles, dans laquelle chaque cellule de la grille est divisée en une série de sous-réseau patches, est utilisée pour représenter la couverture terrestre et les hétérogénéités du sol en profondeur. Des bilans énergétiques et d'eau sont calculés pour chaque tuile au niveau de chaque cellule de la grille sachant que la fraction du couvert de

chaque type est utilisée pour déterminer les paramètres d'entrée de chaque cellule de la grille (Decharme et Douville, 2006). La résistance stomatique de la végétation est calculée avec un modèle multiplicatif sur la base de Jarvis (1976), où une résistance stomatique minimale est divisée par des fonctions de contrainte représentant l'effet du rayonnement solaire, le stress hydrique du sol, l'humidité de l'air et la température de l'air. Le modèle ISBA LSM utilise des données climatologiques saisonnières de LAI obtenue par satellite fournies par ECOCLIMAP.

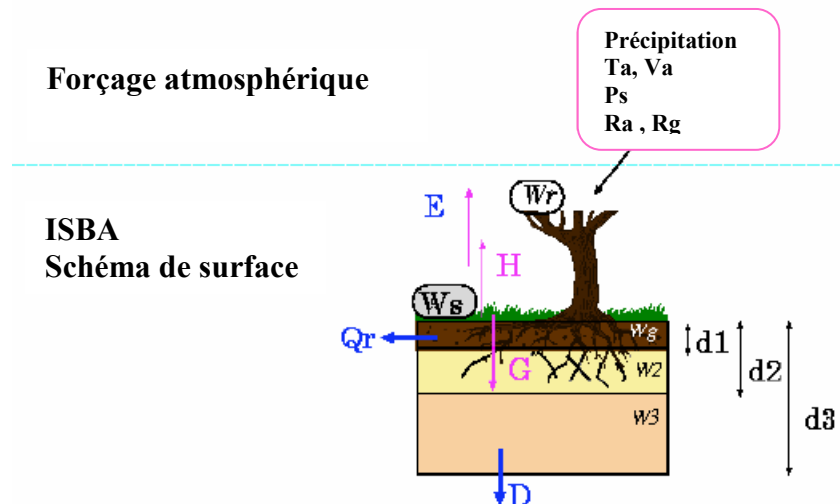


Figure V.6 : Schéma des transferts hydriques du modèle ISBA

Avec

D : drainage profond

$d1, d2, d3$: les coefficients de diffusion dans le sol ;

E : flux d'évaporation ;

H : flux de chaleur sensible ;

G : flux de chaleur dans le sol ;

Qr : ruissellement de surface ;

Ta : température de l'air ; Va : vitesse de vent ; Ps : pression atmosphérique ;

Ra : flux radiatif infrarouge incident ;

Rg : flux radiatif solaire incident ;

Ws : le contenu en eau volumique de surface ;

Wr : le réservoir d'interception ;

$Wg, W2$ et $W3$: les contenus en eau en profondeur du sol ;

Sur la base de l'ISBA, Calvet *et al.*, (1998) ont développé ISBA-A-gs. ISBA-A-gs simule la photosynthèse et son lien avec la conductance stomatique, ce qui permet de décrire l'effet de la concentration en dioxyde de carbone de l'atmosphère sur la transpiration foliaire et permet de quantifier au premier ordre l'incertitude de la réponse des plantes au changement climatique. Il utilise aussi une formulation originale de la réponse des plantes au stress hydrique, distinguant deux types de comportement (évitement et tolérance). ISBA-A-gs calcule de manière interactive la biomasse aérienne et le *LAI* (surface totale des feuilles par unité de surface du sol), grâce à un modèle de croissance simple.

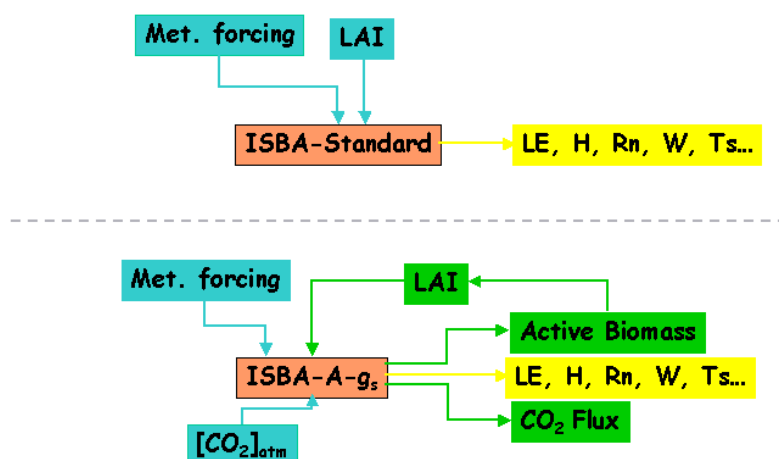


Figure V.7 : Schéma du principe de calcul des flux de surface par ISBA-Standard et ISBA-A-gs
Avec

LE : flux de chaleur latente ;

LAI : indice foliaire ;

H : flux de chaleur sensible ;

Ts : température de surface ;

Rn : bilan radiatif ;

W : contenu en eau.

La représentation de la photosynthèse est basée sur le modèle de Goudriaan *et al.* (1985) modifiée par Jacobs (1994) et Jacobs *et al.* (1996). Ce paramétrage est dérivé de l'ensemble des équations couramment utilisées dans d'autres modèles de surface (Farquhar *et al.*, 1980, pour les plantes C3¹, et Collatz *et al.*, 1991, pour les plantes C4²) il s'agit de la même formulation pour les plantes C4 et C3, ne différant que par les paramètres d'entrée.

¹ Plante produisant des molécules à 3 carbones

² Plante produisant des molécules à 4 carbones

Le modèle comprend aussi une représentation originale du stress liée à l'humidité du sol. Deux différents types de réponse de la plante à la sécheresse se distinguent pour une végétation herbacée (Calvet, 2000) et pour les forêts (Calvet *et al.*, 2004). La réponse des plantes à la sécheresse se caractérise par l'évolution de l'efficacité de l'utilisation de l'eau (*WUE* : water use efficiency) soumis à un stress modéré : *WUE* augmente dans les stades précoces de stress hydrique du sol dans le cas d'une réponse évitant la sécheresse, alors que *WUE* diminue ou reste stable dans le cas d'une réponse tolérante à cette sécheresse.

Les principales améliorations de l'ISBA-Ags par rapport à la version standard de l'ISBA sont les suivantes (Laffont *et al.*, 2011): (1) une représentation plus réaliste de la conductance foliaire, (2) une meilleure intégration à l'échelle du couvert en utilisant une paramétrisation (simple) de transfert radiatif, (3) un indice foliaire dérivé des modèles climatiques peut maintenant contribuer à mieux prendre en compte pour le contrôle biologique de l'évapotranspiration ; (4) le nouveau schéma peut être validé par l'assimilation nette calculée à l'aide de mesures in situ du flux de CO₂, (5) les phénomènes complexes associés à une augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ peuvent éventuellement être pris en compte.

V-4-2 Validation des sorties d'humidité ISBA-A-gs

Dans cette section, nous présenterons une comparaison des produits d'humidité de surface et ceux du profil du sol entre les séries temporelles ERS (intégrés dans le modèle FAO-56), les précipitations et les sorties d'humidités ISBA-A-gs. Pour la comparaison des ensembles de données ERS et ISBA-A-gs, trois paramètres statistiques ont été calculés : l'erreur moyenne quadratique (*RMSE*), le coefficient de corrélation (R^2), et le biais entre les deux ensembles de données.

Les estimations d'humidité du sol dérivées de la série ERS sont comparées à ceux modélisées par ISBA-A-gs pour la couche superficielle (les dix premiers centimètres du sol) et pour les profils d'humidité du sol (100 cm de profondeur), au cours de la période allant de 1991 à 2007.

Les variations locales dans les produits de surface ERS ne sont pas complètement représentés par les sorties ISBA, puisque, cette humidité représente les dix premiers centimètres du sol, ce qui est moins influencé par les conditions atmosphériques (pluie, vent et rayonnement solaire) que les cinq premiers centimètres de sol (cas des données ERS / SSM).

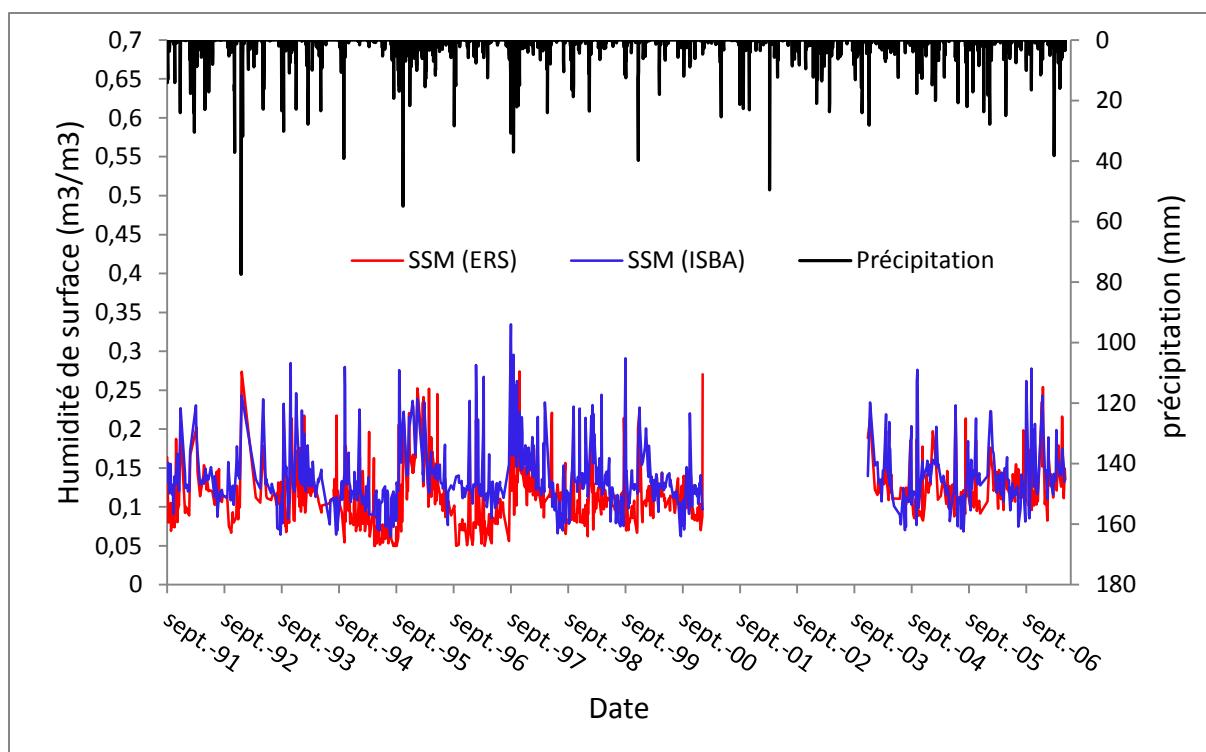


Figure V.8 : Inter-comparaison entre les sorties d'humidité de surface ISBA-A-gs et ERS

Les paramètres statistiques calculés à partir de la comparaison sont considérés comme satisfaisants ($RMSE$ $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$, le biais 0.02 et R^2 de 0.52) en raison de la grande variabilité de l'humidité dans les premiers centimètres du sol (Le Morvan *et al.*, 2008).

Les produits ERS/SSM présentent des valeurs d'humidité élevées (figure V.8), en particulier liées à des événements pluvieux. Cette tendance est étroitement liée aux conditions climatiques du site, caractérisée par des valeurs d'évapotranspiration élevées, avec laquelle la surface s'assèche en général très rapidement après une pluie.

La figure V.9 fournit une comparaison entre les sorties mensuelles d'humidité en profil de ISBA-A-gs (SWI) et ceux de ERS. Un bon degré de cohérence est observé entre les deux produits. Un retard, de l'ordre de quelques jours est noté entre les événements pluvieux et l'augmentation de la valeur de l'humidité sur les produits ERS. La simulation ISBA-A-gs est capable de reproduire la principale humidité de la zone racinaire estimée par ERS. Les paramètres statistiques issus de la simulation sont raisonnables, avec une $RMSE$ de $0.03 \text{ m}^3/\text{m}^3$, une bonne corrélation R^2 de 0.5 et un faible biais de 0.008 .

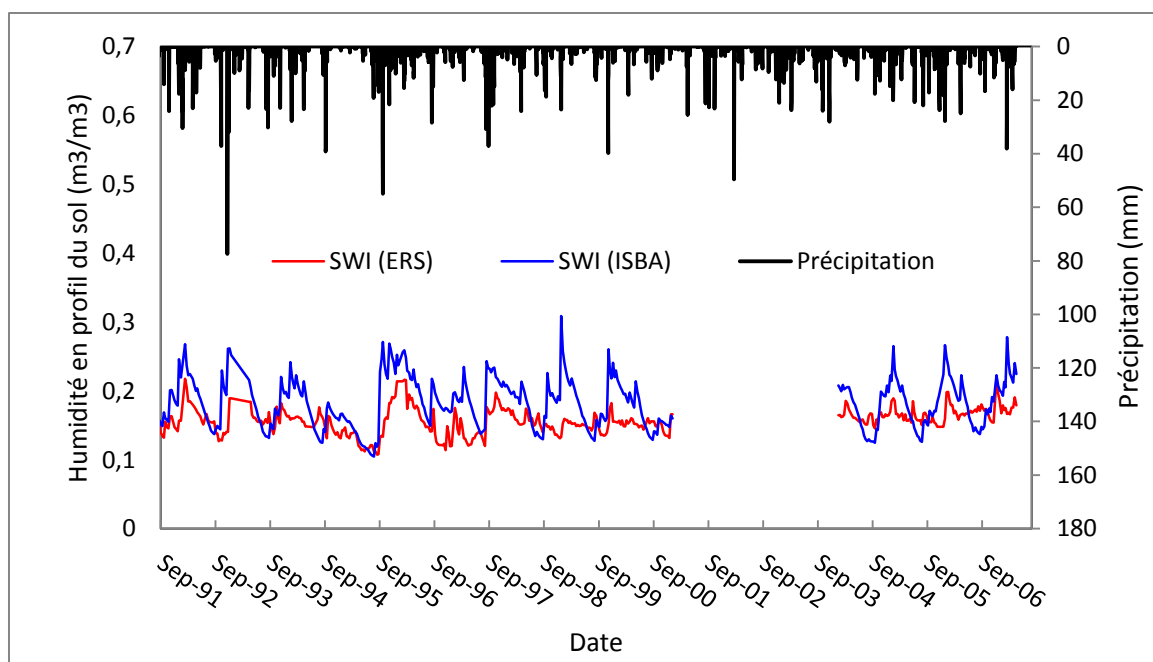


Figure V.9 : Inter-comparaison entre les sorties d'humidité de la zone racinaire ISBA-A-gs et ERS.

V-4-3 Validation des sorties d'évapotranspiration du modèle FAO-56

La figure IV.10 permet de juger la performance du modèle FAO-56 intégrant les données satellites multi-capteurs pour restituer l'évolution temporelle de l'évapotranspiration sur la plaine de Kairouan. Cependant, pour valider les sorties *ET* de FAO-56 en les comparant avec les sorties de ISBA-A-gs, il a fallu prendre les dates où l'on dispose d'une information sur l'humidité du sol tout au long des trois saisons agricoles dont on a présenté les cartes de cumuls précédemment.

Les sorties des deux modèles affichent une corrélation relativement forte de 0.55. Globalement nous constatons que l'approche double du modèle FAO-56 donne des résultats acceptables pour l'estimation des besoins en eau des cultures. La valeur du Root Mean Square Error (*RMSE*) entre l'évapotranspiration simulée par FAO-56 et celle simulée par ISBA-A-gs est 0.36 mm par jour. Cette valeur reste relativement faible en comparaison avec la valeur moyenne de l'ET qui est de l'ordre de 2 mm par jour.

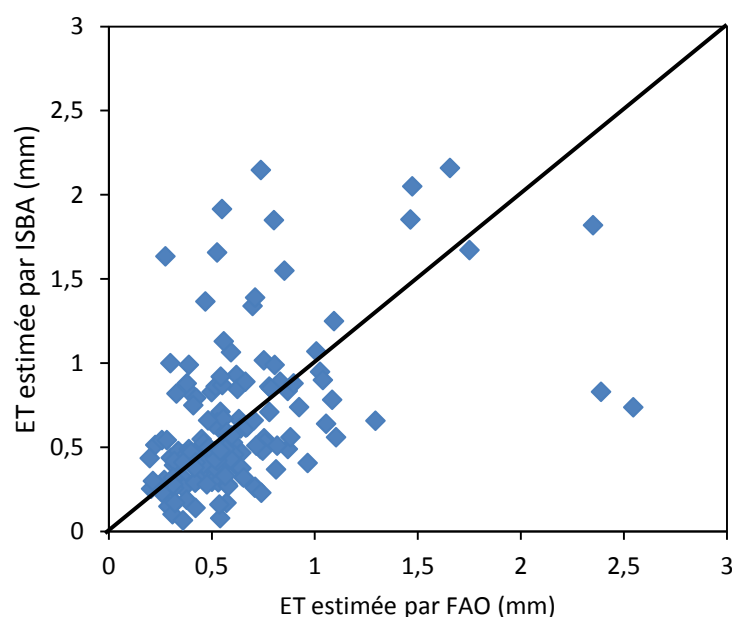


Figure V.10 : Evapotranspiration simulée par le modèle FAO-56 en fonction de celle simulée par ISBA-A-gs

Nous allons analyser cette validation par saison agricole.

- La saison agricole 1998-1999 : les précipitations de cette saison sont de l'ordre de 280mm. Nous avons choisis de comparer les dates où nous disposons d'une information de l'humidité du sol. Rappelons que les humidités du sol utilisées dans le calcul de l'évapotranspiration sont issues des diffusiomètres ERS et ASCAT à une fréquence d'une valeur tous les 2 à 3 jours pour les humidités de surface.

La figure V.11 fournit une comparaison entre l'évapotranspiration simulée par ISBA-A-gs et celle simulée par FAO-56. Un bon degré de cohérence est observé entre les deux sorties. Les paramètres statistiques issus de la simulation sont raisonnables, avec une *RMSE* de 0.39 mm/jour, une bonne corrélation R^2 de 0.55 et un faible biais de 0.009.

Sur certaines dates, nous observons une sous estimation de l'évapotranspiration simulée par ISBA-A-gs, probablement en lien avec les événements pluvieux considérés dans les simulations.

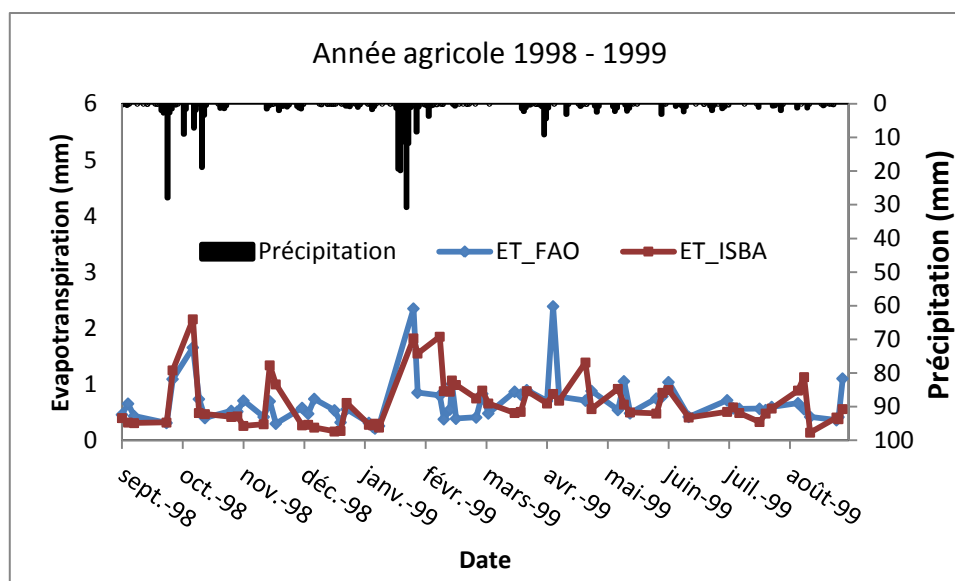


Figure V.11 : Illustration des sorties d'évapotranspiration des deux modèles FAO-56 et ISBA-A-gs (saison agricole 1998-1999)

- La saison agricole 1999-2000 : une saison agricole relativement sèche avec un total de précipitation annuelle de l'ordre de 250 mm, les résultats de comparaisons sont plus cohérents. Le modèle FAO-56 retrouve pratiquement les mêmes tendances que le modèle ISBA-A-gs que ce soit en augmentation des valeurs d'évapotranspiration ou en diminution (figure V.12). Le modèle FAO-56 a tendance à surestimer certaines valeurs d'évapotranspiration surtout quand il s'agit de très faibles valeurs. Toutefois, les paramètres statistiques issus de la comparaison sont bons, avec un $RMSE$ de 0.25 mm/jour, une bonne corrélation R^2 de 0.61 et un faible biais de 0.01.

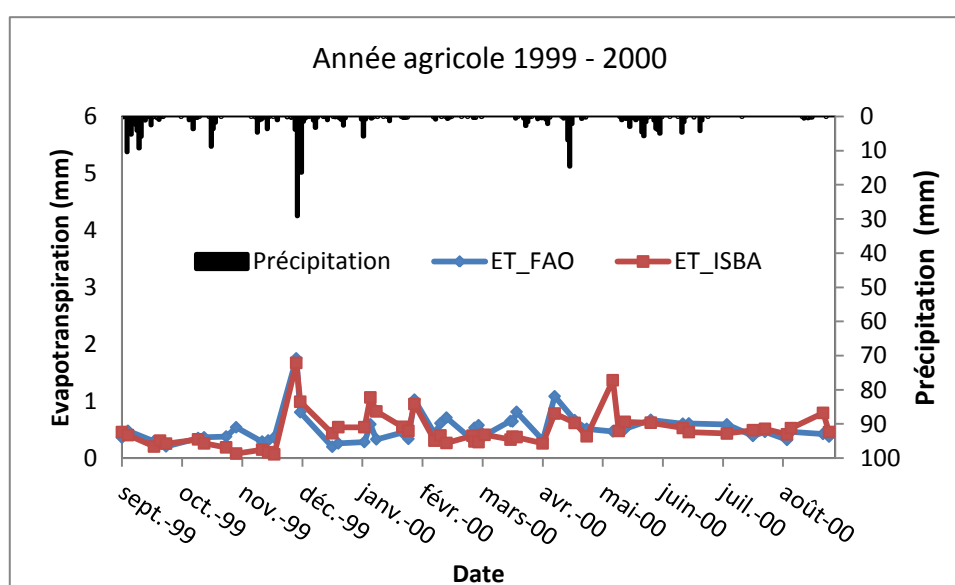


Figure V.12 : Illustration des sorties d'évapotranspiration des deux modèles FAO-56 et ISBA-A-gs (saison agricole 1999-2000)

- La saison agricole 2004-2005 : elle est caractérisée par une forte pluviométrie moyenne annuelle de l'ordre de 380 mm. En terme de validation de notre modèle, les résultats de comparaison de ET simulé par ISBA-A-gs et FAO-56 sont moyens (figure V.13). En effet, l'erreur moyenne quadratique est de 0.47 mm/jour, le coefficient de corrélation R^2 est de 0.25 et le biais de 0.09. Cela s'explique par la fréquence des mesures d'humidité par satellite qui fait qu'il y a possibilité de rater des événements pluvieux.

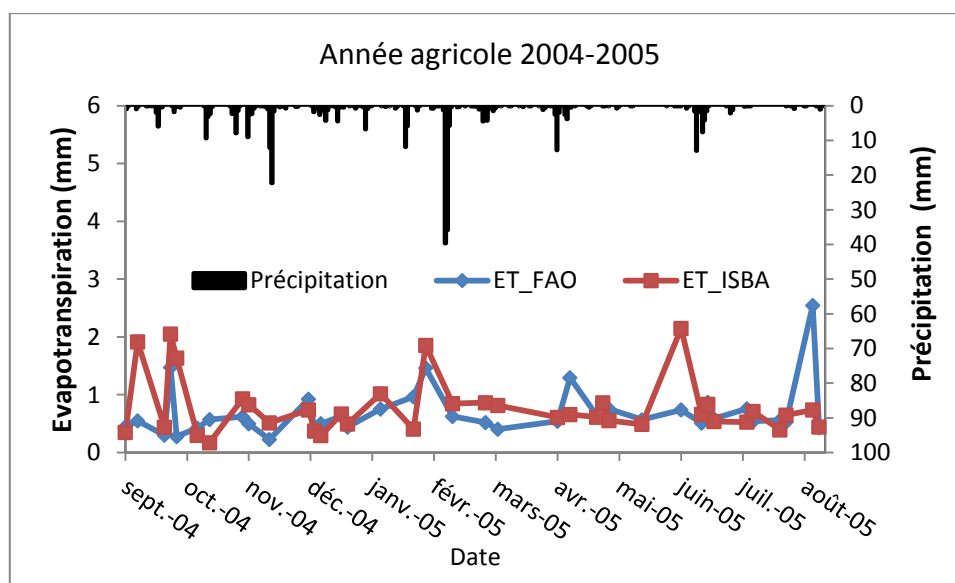


Figure V.13 : Illustration des sorties d'évapotranspiration des deux modèles FAO-56 et ISBA-A-gs (saison agricole 1998-1999)

Conclusion

Notre objectif dans ce chapitre est de spatialiser l'approche double du modèle FAO-56 afin de cartographier les besoins en eau des cultures, qui est une donnée nécessaire pour le calcul de bilan hydrique à l'échelle régionale. L'utilisation combinée de données satellites optiques et radar a permis la spatialisation de l'approche double du modèle FAO-56.

En se basant sur le modèle FAO-56 à méthode double, trois paramètres sont nécessaires pour spatialiser les cartes des besoins en eau. Il s'agit de l'évapotranspiration de référence ET_0 , du coefficient cultural de base K_{cb} et le coefficient d'évaporation du sol K_e .

La spatialisation de ET_0 a été faite en utilisant les données climatiques issues de la station météorologique de Kairouan tels que la température, l'humidité, le vent et le rayonnement global issues du serveur SoDa à une résolution de 20 km. Nous calculons le ET_0 en se basant sur l'équation du modèle FAO-Penman-Monteith qui intègre ces paramètres climatiques.

Les observations satellites sont inversées et interpolées afin de décrire les variations spatiales et temporelles des principales variables du couvert végétal utiles au calcul de l'évapotranspiration: le taux de couverture du sol par la végétation et le coefficient cultural.

Pour les cultures annuelles, des relations sont déjà établies par Er-raki (2008) entre l'indice de végétation $NDVI$ déduit de la série d'images temporelles SPOT VEGETATION et le coefficient cultural de base K_{cb} ainsi que la fraction du couvert

Pour les plantations arborées à feuillage pérenne (cas des oliviers sur la plaine), il est plus difficile de tirer parti de la télédétection car la dynamique de la canopée est moins prononcée et l'hétérogénéité inter-parcellaire plus élevée (âge et densité des arbres). Nous avons adopté l'approche à coefficient cultural fixe déduit à partir d'une étude faite des couverts d'olivier en tenant compte de la fraction du couvert.

Concernant le coefficient d'évaporation du sol, nous avons adopté un modèle Merlin et al. (2011) qui se base sur une formulation intégrant l'humidité au sol. Cette dernière est déduite de la série des produits des diffusiomètres ERS et ASCAT.

Ce modèle fonctionne au pas de temps journalier, et simule l'évapotranspiration sur toute la plaine à une résolution de 1 km. Les sorties de ce modèle ont été validées par les sorties d'un autre modèle SVAT de météo France : ISBA-A-gs. La validation a été faite en deux étapes.

Dans une première étape, nous avons comparé les sorties de ISBA-A-gs en termes d'humidité du sol en surface et en zone racinaire avec les estimations d'humidité du sol dérivées de la série ERS au cours de la période allant de 1991 à 2007.

Dans une deuxième étape, nous avons comparé les sorties d'évapotranspiration simulées par ISBA-A-gs et par FAO-56. Les résultats sont relativement cohérents avec un *RMSE* global de l'ordre de 0.36 mm/jour, sachant que l'évapotranspiration moyenne est estimée à 2 mm/jour.

Références

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., (1998). Crop Evapotranspiration Guidelines for Computing Crop Water Requirements, Irrigation and Drain, Paper No. 56. FAO, Rome, Italy, 300 p.
- Allen, R.G., Tasumi, M., (2003). Application of SEBAL for western US water rights regulation and planning. *International Workshop Use of Remote Sensing of Crop Evapotranspiration for Large Regions*.
- Asrar, G., Fuchs, M., Kanemasu, E.T., Hatfield, J.L., (1984). Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. *Agronomy Journal*, vol.76, pp: 300-306.
- Asrar, G., E.T., Kanemasu, R.D., Jackson, et P.J., Pinter, (1985). Estimating of total above ground phytomass production using remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, vol.17, pp: 211-220.
- Bastiaanssen, W.G.M., Pelgrum, H., Meneti, M., Feddes, R.A. (1996). Estimation of surface resistance and Priestley-Taylor α -parameter at different scales. In J.B. Stewart et al. (Eds), *Scaling up in hydrology using remote sensing*, *Institute of Hydrology*, Wallingford, pp: 93–111.
- Bausch, W. C., Neale, C.M.U., (1987). Crop coefficients derived from reflected canopy radiation: a concept. *Transactions of American Society of Agricultural Engineers*, vol.30 (3), pp: 703-709.
- Bausch, W. C., Neale, C.M.U., (1989). Spectral Inputs Improve Corn Crop Coefficients and Irrigation Scheduling. *Transactions of the ASAE (American Society of Agricultural Engineers)*, vol.32(6), pp: 1901-1908.
- Bausch, W.C., (1993). Soil background effects on reflectance-based crop coefficients for corn. *Remote Sensing of Environment*, vol.46, pp: 213-222.
- Bausch, W. C., (1995). Remote sensing of crop coefficients for improving the irrigation scheduling of corn. *Agricultural Water Management.*, vol.27, pp: 55-68.
- Beede, R.H., Goldhamer, D.A., (1994). Olive irrigation management. In: Ferguson, L., Sibbett, G.S., Martin, G.C. (Eds.), *Olive Production Manual. University of California Publication*, vol. 33(53), pp: 61-68.
- Beven, K. and Kirkby, M. J. (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, vol. 24, pp: 43–69.
- Blaney, H.F., Criddle, W.D., (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatologically and irrigation data. *USDA (SCS)*, vol. 96, 48p.
- Boone, A., and P. J. Wetzel, (1999). A simple scheme for modeling sub-grid soil texture variability for use in an atmospheric climate model. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, vol.77, pp: 317-333.
- Burgess, S.S.O., Adams, M.A., Turner, N.C., Beverly, C.R., Ong, C.K., Khan, A.A.H., Bleby, T.M. (2001). An improved heat pulse method to measure slow and reverse flow in woody plants. *Tree Physiology*, vol.21, pp: 589-598.
- Calvet J.C., J. Noilhan, J.L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Alioso and J.P. Wigneron. (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol.92, pp: 92-95.
- Calvet J.-C., (2000). Investigating soil and atmospheric plant water stress using physiological and micrometeorological data, *Agricultural and Forest Meteorology*, vol.103, pp: 229-247.
- Calvet J.-C., Rivalland V., Picon-Cochard C., Guehl J.-M., (2004). Modelling forest transpiration and CO₂ fluxes - response to soil moisture stress. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol.124(3-4), pp: 143-156, doi : 10.1016/j.agrformet.2004.01.007.
- Camillo, P. J., and R. J. Gurney, (1986). A resistance parameter for bare soil evaporation models. *Soil Science*, vol.141, pp: 95–105.

- Carlson, T.N., et M.J., Buffum, (1989). On estimating total daily evapotranspiration from remote surface temperature measurements. *Remote Sensing of Environment*, vol.29, pp: 197-207.
- Castelli, F., Entekhabi, D., and Caporali, E., (1999), Estimation of Surface Heat Flux and an Index of Soil Moisture Using Adjoint-State Surface Energy Balance, *Water Resources Research*. vol.35, pp: 3115-3125.
- Chanzy, A., (1991). Modelisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection. *Thèse de doctorat de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon*, France, p221.
- Chanzy, A., and L. Bruckler, (1993). Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation. *Water Resources Research*., vol.29, pp: 1113–1125.
- Chanzy, A., M. Mumen, and G. Richard, (2008). Accuracy of top soil moisture simulation using a mechanistic model with limited soil characterization. *Water Resources Research*, vol.44, W03432, doi:10.1029/ 2006WR005765.
- Chehbouni, A., Kerr, Y.H., Watts, C., Hartogensis, O., Goodrich, D., Scott, R., Schieldge, J., Lee, K., Shuttleworth, W.J., Dedieu, G. and De Bruin, H.A.R., (1999). Estimation of area-average sensible heat flux using a large-aperture scintillometer during the Semi-Arid Land-Surface-Atmosphere (SALSA) experiment. *Water Resources Research*, vol.35, pp: 2505-2511.
- Chehbouni, A., Watts, C., Lagouarde, J.-P, Kerr, Y.H., Rodriguez, J.-C, Bonnefond, J.-M., Santiago, F., Dedieu, G., Goodrich, D.C., Unkrich, C., (2000). Estimation of heat and momentum fluxes over complex terrain using a large aperture scintillometer. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol.105, pp: 215-226.
- Choudhury, B.J., Ahmed, N.U., Idso, S.B., Reginato, R.J., and Daughtry, C.S.T., (1994). Relations Between evaporation coefficients and vegetation indices studies by model simulations. *Remote Sensing of Environment*, vol.50, pp: 1-17.
- Collatz, G.J., Ball, J.T., Grivet, C. and Berry J.A., (1991). Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol.54, pp: 107-139.
- Daamen, C. C., and L. P. Simmonds, (1996). Measurement of evaporation from bare soil and its estimation using surface resistance. *Water Resources Research*, vol.32, pp: 1393–1402.
- Damagnez, J. 1968. Les bilans hydriques et énergétiques et l'étude des facteurs du milieu. *Agroclimatological method. Proceending. Of the Redding Symposium*. UNESCO, Paris.
- Deardorff, J. W., (1977). A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology*, vol.16, pp: 1182-1185.
- Deardorff, J. W., (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*., vol.83, pp: 1889-1903.
- De Bruin, H.A.R., Van den Hurk, B.J.J.M., Kohsiek, W., (1995). The scintillation method tested over a dry vineyard area. *Boundary-Layer Meteorology*, vol.76, pp: 25-40.
- Decharme B., Douville H., Boone A., Habets F., Noilhan J., (2006). Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM : simulations over the Rhône basin. *Journal of Hydrometeorology* , vol.7, pp: 61-80.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O., (1977). Crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper* No. 24. FAO, Rome, Italy.
- Douville, H., Royer J.-F., Mahfouf, J.-F., (1995). A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. Part 1 : validation in stand-alone experiments, *Climate Dynamics*, vol.12, pp: 21-35.
- Duchemin, B., Hadria, R., Er-Raki, S., Boulet, G., Maisongrande, P., Chehbouni, A., Escadafal, R., Ezzahar, J., Hoedjes, J.C.B., Karrou, H., Khabba, S., Mougenot, B., Oliso, A., Rodriguez, J.-C., Simonneaux, V., (2006). Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: on the

- use of relationship between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agricultural Water Management*. Vol.79, pp : 1- 27.
- Ducrocq, M., (1987). Les bases de l'irrigation. Editions scientifiques universitaires, Mkalles- Mar Roukoz , BP 1514-Beyrouth (Liban).
- Edwards WRN. , Becker, P., Cermak, J. (1996). A unified nomenclature for sap measurements. *Tree Physiol*, vol.17, pp: 65-67.
- Er-raki, S., (2008). Estimation des besoins en eau des cultures dans la région de Tensift AL Haouz : Modélisation, Expérimentation et Télédétection. *Thèse de doctorat de L'Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences*, Semlalia-Marrakech, Maroc, p128.
- Er-Raki, S., Chehbouni, G., Guemouria, N., Duchemin, B., Ezzahar, J., Hadria, R. (2007). Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agricultural Water Management journal.*, vol.87, pp: 41-54.
- Farquhar, G.D., von Caemmerer S. And Berry, J.A., (1980). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, vol.149, pp: 78-90.
- Fereres, E., Pruitt, W.O., Beutel, J.A., Henderson, D.W., Holzhapfel, E., Shulbach, H., Uriu, K., (1981). ET and drip irrigation scheduling. In: Fereres, E. (Ed.), *Drip Irrigation Management*. Division of Agricultural Science No. 21259, University of California, pp: 8–13.
- Fernández, J. E., M. J. Palomo, A. Díaz-Espejo, B. E. Clothier, S. R. Green, I. F. Girón, F. Moreno. (2001). Heat-pulse measurements of sap flow in olives for automating irrigation: 97 tests, root flow and diagnostics of water stress. *Agricultural Water Management*, vol.51, pp: 99-123.
- Fuchs, M., and C. Tanner, (1967). Evaporation from a drying soil. *Journal of Applied Meteorology.*, vol. 6, pp: 852–857.
- Galleguillos, M., Jacob, F., Prévot, L., Lagacherie, P. and Liang, S., (2011). Mapping daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed. *Geoscience and remote sensing letters, IEEE*, vol.8(1), pp: 168-172.
- Garatuza, J. P. and Watts, C. J. (2005). The use of remote sensing for estimating ET of irrigated wheat and cotton in Northwest Mexico. *Irrigation and Drainage Systems*, vol.19, pp: 301-32
- Goudriaan, J., van Laar, H.H., van Keulen, H., and Louwerse, W. (1985). Photosynthesis, CO₂ and plant production, in: Wheat growth and modelling, NATO ASI Series, edited by: Day, W. and Atkin, R. K., Plenum Press, New York, Series A, vol.86, pp: 107–122.
- Granier, A. (1985). A new method of sap flow measurements in tree stems. *Annales des Sciences Forestiers*, vol.42, pp:193-200.
- Granier, A. (1987). Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiology*, vol. 3, pp: 309-320.
- Green, A.E., Astill, M.S., McAneney, K.J., Nieveen, J.P., (2001). Path-averaged surface fluxes determined from infrared and microwave scintillometers. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol.109, pp: 233-247.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, vol.1 (2), pp: 96–99.
- Heilman, J.L., Heilman, W.E. and Moore, D.G., (1982). Evaluating the Crop Coefficient Using Spectrales Reflectance, *Agronomy Journal*, vol.74, pp: 967-971.
- Hill, R.J., (1997). Algorithms for obtaining atmospheric surface-layer fluxes from scintillation measurements. *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*, vol.14, pp: 456-467.
- Hunsaker, DJ., Pinter, PJ Jr, Barnes, EM. Kimball BA., (2003). Estimating cotton evapotranspiration crop coefficients with a multispectral vegetation index. *Irrigation Science*, vol.22, pp: 95-104.
- Hunsaker, DJ., Pinter, PJ Jr, Kimball, BA., (2005). Wheat basal crop coefficients determined by normalized difference vegetation index. *Irrigation Science.*, vol.24, pp: 1-14.

- Jackson, R. D., Reginato, R. J. & Idso, S. B. (1977). Wheat canopy temperature: a practical tool of evaluating water requirements. *Agricultural Water Management* . vol.13, pp: 651-660
- Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J., and Pinter, Jr., P. J., (1980). Remotely sensed crop temperatures and reflectances as inputs to irrigation scheduling. In: *Irrigation and Drainage special conference proceedings*, 23-25 July, Boise, Idaho. ASCE, New York, pp: 390-397.
- Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J., and Pinter, P. J., (1981). Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resource Research*, vol.17, pp: 1133-1138.
- Jacquemin, B., and J. Noilhan, (1990). Sensitivity study and validation of land surface parameterization using the HAPEXMOBILHY data set. *Bound Layer Meteorology*., vol.52, pp: 93-134.
- Jacobs, C. M. J. (1994). Direct impact of CO₂ enrichment on regional transpiration, *Ph. D. Thesis, Agricultural University, Wageningen*.
- Jacobs, C.M.J., van de Hurk, B.J.J.M. and de Bruin, H.A.R. (1996). Stomatal behaviour and photosynthetic rate of unstressed grapevines in semi-arid conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*., vol.80, pp: 111-134.
- Jarvis, P.G., (1976). The interpretation of the variations in the leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*., Vol. 273, pp: 593-610.
- Katerji, N., and Hallaire, M. (1984). Explicative model of water transfert in the plant and daily evolution of leaf potential. Les besoins en eau des cultures, *Conférence internationale, Paris*, 11/14 Septembre.
- Komatsu, T. S., (2003). Towards a robust phenomenological expression of evaporation efficiency for unsaturated soil surfaces. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*., vol.42, pp: 1330-1334.
- Kondo, J., N. Saigusa, and T. Sato, (1990). A parameterization of evaporation from bare soil surface. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol.29, pp: 385-389.
- Krieg, D. R., Hatfield, J. L., Gertsis, A. C., and Staggenborg, S. A., (1993). Plant monitoring: water stress and water management. In “*Beltwide cotton*”, vol.3, pp: 1191-1193.
- Kustas, W. P., T. J. Schmugge, K. S. Humes, T. J. Jackson, R. Parry, M. A. Weltz, and M. S. Moran, (1993). Relationships between evaporative fraction and remotely sensed vegetation index and microwave brightness temperature for semiarid rangelands. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*., vol.32, pp: 1781-1790.
- Lafont, S., Y. Zhao, J.-C. Calvet, P. Peylin, P. Ciais, F. Maignan, and M. Weiss, (2012). Modelling LAI, surface water and carbon fluxes at high-resolution over France : comparison of ISBA-A-gs and ORCHIDEE, *Biogeosciences*, vol.9, pp: 439-456, doi:10.5194/bg-9-439-2012.
- Lawrence, D. M., P. E. Thornton, K. W. Oleson, and G. B. Bonan, (2007). The partitioning of evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM: Impacts on land-atmosphere interaction. *Journal of Hydrometeorology*, vol.8, pp: 862-880.
- Lee, T. J., and R. A. Pielke, (1992). Estimating the soil surface specific humidity. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol.31, pp: 480-484
- Le Morvan A., Zribi M., Baghdadi N. and Chanzy A., (2008). Soil moisture profile effect on radar signal measurement, *Sensors*, vol.8, pp : 256-270.
- Luquet, D. (2002). Suivi de l'état hydrique des plantes par infrarouge- analyse expérimentale et modélisation 3D de la variabilité des températures au sein d'une culture en rang de cotonniers. *Thèse de doctorat de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon, France*, 167 p.
- Mahfouf, J. F., and J. Noilhan, (1991). Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol.30, pp: 1354-1365.

- Mahfouf, J.-F., Manzi, O., Noilhan, J., Giordani, H., Déqué, M. (1995). The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I : Implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, vol.8, pp: 2039-2057.
- Makkink, G. F., (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters, *Journal Institute of Water Engineering*, vol.11, pp: 277-288.
- Marek, T.H., A.D. Schneider, T.A. Howell, and L.L. Ebeling. (1988). Design and construction of large weighing monolithic lysimeters. *Transactions of American Society of Agricultural Engineers*, vol.31, pp: 477-484.
- McAneney, K.J., Green, A.E. & Astill, M.S., (1995). Large aperture scintillometry: The homogeneous case. *Agricultural & Forest Meteorology*, vol.76, pp: 149-162.
- Meijninger, W.M.L. and De Bruin, H.A.R., (2000). The sensible heat fluxes over irrigated areas in western Turkey determined with a large aperture scintillometer. *Journal of Hydrology*, vol.229, pp: 42-49.
- Merlin, O., Al Bitar, A., Rivalland, V., Beziat, P., Ceschia, E., Dedieu, G., (2011). An analytical model of evaporation efficiency for unsaturated soil surfaces with an arbitrary thickness. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Vol.50 (2), pp: 457–471.
- Michelakis, N.I.C., Vouyoucalou, E., Clapaki, G., (1994). Soil moisture depletion, evapotranspiration and crop coefficients for olive trees cv. kalamon, for different levels of soil water potential and methods of irrigation. *Acta Horticulturae*. Vol.356, pp: 162–167.
- Mihailovic', D. T., R. A. Pielke, B. Rajkovic', T. J. Lee, and M. Jeftic', (1993). A resistance representation of schemes for evaporation from bare and partly plant-covered surfaces for use in atmospheric models. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*., vol.32, pp: 1038–1054.
- Monteith, J. L., (1981). Evaporation and surface temperature. *Quart. J. Roy. Meteorological Society*., vol. 107, pp: 1–27.
- Moran, M. S., (1994). Irrigation management in Arizona using satellites and airplanes. *Irrigation Science*, vol.15, pp: 35-44.
- Moran, M. S., Inoue, Y., and Barnes, E. M., (1997). Opportunities and limitations for image based remote sensing in precision crop management. *Remote Sensing Environment*, vol.61, pp: 319-346.
- Moreno, F., Fernández, J.E., Clothier, B.E., Green, S.R., (1996). Transpiration and root water uptake by olive trees. *Plant Soil*, vol.184 (1), pp: 85–96.
- Neale, C.M.U., Bausch W.C., and Heerman D.F., (1989). Development of reflectance-based crop coefficients for corn. *Transactions of American Society of Agricultural Engineers*, vol.32(6), pp: 1891-1899.
- Nishida, K., R. R. Nemani, J. M. Glassy, and S. W. Running, (2003). Development of an evapotranspiration index from Aqua/ MODIS for monitoring surface moisture status. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*., vol.41, pp: 493–501.
- Noilhan, J., and S. Planton, (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*., vol.117, pp: 536–549.
- Noilhan, J. and J.-F. Mahfouf, (1996). The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Planetary Change*, vol.13, pp: 145-159.
- Olioso, A., Chauki, H., Courault, D., and Wigneron, J.-P., (1999). Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models, *Remote Sensing of Environment*, vol.68, pp: 341–356.
- Orgaz, F., Fereres, E., (1997). Riego. In: Barranco, D., Fernandez- Escobar, R., Rallo, L. (Eds.), *El cultivo del olivo*. Mundi-Prensa, Madrid, pp: 251–272.
- Palomo, M.J., Moreno F., Fernandez, J.E., Diaz- Espejo A., Giron I.F., (2002). Determining water consumption in olive orchards using the water balance approach. *Agricultural Water Management*, vol.55, pp: 15-35.

- Passerat de Silans, A., (1986). Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle: Comparaison modèle- expérience. *Ph.D. thesis, National Institute of Polytechnics*, 205 p.
- Penman, H.L., (1948). Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil, and Grass, *Proceedings of the Royal Society London*, vol.193, pp: 116-140.
- Priestley, C.H.B. and R.J. Taylor, (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large Scale Parameters, *Monthly Weather Review*, vol.100, pp: 81-92.
- Purevdorj, T.S., R. Tateishi, T. Ishiyama et Y. Honda, (1998). Relationships between percent vegetation cover and vegetation indices, *International Journal of Remote Sensing*, vol.19, pp: 3519- 3535.
- Running, S.W., Baldoocchi, D.D., Turner, D.P., Gower, S.T., Bakwin, P.S., K.A., (1999). A global terrestrial monitoring network integrating tower fluxes, flask sampling ecosystem modelling and EOS data. *Remote Sensing of Environment*., vol.70, pp: 108-127.
- Sakuratani, A., (1981). A heat balance method for measuring sap flow in the stem of an intact plant. *Agricultural Meteorology*, vol.37, pp: 9-17.
- Salvucci, G. D., (1997). Soil and moisture independent estimation of two-stage evaporation from potential evaporation and albedo or surface temperature. *Water Resources Research*., vol.33, pp: 111–122.
- Saravanapavan, T., and G. D. Salvucci, (2000). Analysis of rate limiting processes in soil evaporation with implications for soil resistance models. *Advances in Water Resources*., vol.23, pp: 493–502.
- Schmugge, T. J., and Kustas, W. P., (1999). Radiometry at infrared wavelengths for agricultural applications. *Agronomie*, vol.19, pp : 83-96.
- Seguin, B., Baelz, S., Monget, J. M. and Petit, V. (1982). Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. I. Mise au point méthodologique sur le site de la Crau. *Agronomie*, vol.2 (1), pp: 7-16.
- Sellers, P. J., M. D. Heiser, and F. G. Hall, (1992). Relations between surface conductance and spectral vegetation indices at intermediate (100 m² to 15 km²) length scales. *Journal of Geophysical Research*., vol.97, pp: 19033–19059.
- Srinivasan, R., Arnold, J., Rosenthal, W., Muttiah, R.S., (1996). Hydrologic Modeling of Texas Gulf Basin using GIS. In: Goodchild, et al. (Eds.), GIS and Environmental Modeling Progress and Research Issues. *Donald F. Hemenway Jr., Fort Collins*, pp: 213–219.
- Testi, L. , Villalobos, F.J., Orgaz, F., (2004). Evapotranspiration of a young irrigated olive orchard in southern Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol.121, pp: 1-18.
- Thuinissen, H.A.M., et G.J.A. Nieuwenhuis, (1990). A simplified method to estimate regional 24-h evapotranspiration from thermal infrared data. *Remote Sensing of Environment*, vol.31, pp: 211-225.
- Van Dijk, A., Kohsiek, W., De Bruin, H.A.R., (2003). Oxygen sensitivity of krypton and lyman- α hygrometers. *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*, vol.20, pp: 143-151.
- Van de Griend, A. A., and M. Owe, (1994). Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resources Research*, vol.30, pp: 181–188.
- Wallace, J. S., (1995). Calculating evaporation: Resistance to factors. *Agricultural and Forest Meteorology*., vol.73, pp: 353–366.
- Wanjura, D. F., and Mahan, J. R., (1994). Thermal environment of cotton irrigated using canopy temperature. *Irrigation Science*, vol.14, pp: 199-205.
- Yamanaka, T., A. Takeda, and F. Sugita, (1997). A modified surface resistance approach for representing bare-soil evaporation: Wind tunnel experiments under various atmospheric conditions. *Water Resources Research*, vol.33, pp: 2117–2128.
- Yamanaka, T., A. and J. Shimada, (1998). Evaporation beneath the soil surface: Some observational evidence and numerical experiments. *Hydrological Processes*, vol.12, pp : 2193–2203.

Conclusion générale

Le suivi et la caractérisation des états de surface ainsi que leurs évolutions à l'échelle temporelle se sont avérés parmi les priorités des scientifiques, particulièrement dans les régions arides et semi-arides dotées de ressources en eau rares et caractérisées par des périodes de sécheresse fréquentes et d'un déficit hydrique croissant sous l'effet des demandes en eau galopantes. En effet, ceci permettrait de produire de la connaissance utile pour mieux estimer le bilan hydrique et donc mieux gérer les ressources en eau en agriculture.

Le bilan hydrique est établi pour un lieu et une période donnée par comparaison entre les apports et les pertes en eau. Les pertes sont essentiellement dues à la combinaison de l'évaporation et la transpiration des plantes, que l'on désigne sous le terme d'évapotranspiration.

Dans ce cadre, l'objectif de cette thèse est de comprendre le fonctionnement d'un éco-système en région semi-aride en évaluant les potentialités des données satellites optiques et micro-ondes à basse résolution spatiale dans le suivi des états de végétations, de l'humidité des sols ainsi que dans l'estimation l'évapotranspiration, paramètre clé du bilan hydrique.

Les travaux menés dans le cadre de cette thèse sur la plaine de Kairouan en Tunisie centrale, ont permis de développer et de valider des méthodologies pour l'exploitation et la valorisation des séries temporelles satellites, en particulier celles acquises dans les longueurs d'onde optique pour le suivi de la dynamique de la végétation en milieu semi aride, et celles acquises dans le domaine des micro-ondes pour l'évaluation du stock d'eau dans le sol.

L'analyse de la série temporelle de l'indice *NDVI* de SPOT-VEGETATION de 1998 à 2010 sur les trois types de couvert végétal a relevé des fortes dynamiques de *NDVI* en général durant les années humides et des faibles dynamiques durant les années sèches. Ceci est valable pour les cultures annuelles et les pâturages. Pour les oliviers avec un pourcentage de couverture relativement faible (taux de couverture de 8%) due au grand espacement entre les arbres (en moyenne 20 m d'écartement), la dynamique de *NDVI* est très faible.

Face à ces variabilités temporelles de la dynamique du *NDVI*, il paraît essentiel d'appréhender le comportement de la végétation face à des fréquentes périodes de sécheresse. Dans ce contexte, l'analyse fractale paraît être une approche adaptée pour étudier le phénomène de persistance des trois types de couverts.

- L'analyse fractale des cultures annuelles révèle deux types de comportements : une persistance positive à l'échelle de la saison agricole et l'absence de cette dernière à des

fréquences correspondantes à une période de plus d'un an. Dans la pratique, les effets d'une période de sécheresse se fait sentir tout au long de la saison complète. Après cette saison, il n'y a aucun souvenir de ce qui s'est passé un an auparavant.

- L'analyse fractale sur les pâturages indique un effet persistant de la sécheresse pour ce type de végétation, qui peut durer plus d'un an. Ce résultat peut être expliqué par le fait qu'un pourcentage élevé des pâturages n'est pas constitué d'une végétation annuelle, mais correspond à une végétation courte, qui se développe sur une période de plusieurs années. Suite à un événement de sécheresse intense et la disparition d'une partie de la couverture végétale, ce dernier peut exiger plus d'un an pour récupérer le degré de couverture qu'il représentait avant la sécheresse.
- Enfin, l'analyse fractale sur les oliviers montre un faible degré de persistance, comparé à ceux des deux autres types de couverts. L'effet de persistance faible indique la résistance des oliviers à la sécheresse notamment en raison de grand écartement entre les pieds des arbres permettant d'avoir à disposition de chaque arbre un volume de terre important que les racines de chaque olivier exploitent pour chercher de l'eau même assez loin.

La disponibilité de cette longue série temporelle de *NDVI* nous a permis de développer un indice simple et opérationnel qui peut fournir une illustration quantitative de l'état de stress de la végétation et de l'influence de la sécheresse sur le couvert. Cet indice, baptisé *VAI* « Vegetation Anomaly Index », est défini par le rapport de la différence entre le *NDVI* et le *NDVI* moyen et l'écart-type. Il est proposé au pas de temps décadaire. Une valeur positive du *VAI* indique une dynamique satisfaisante de la végétation, alors qu'un *VAI* négatif indique la présence de stress de la végétation. La validation de cet indice est faite en deux étapes.

Le *VAI* est en premier comparé avec les précipitations. Les plus fortes corrélations sont observées pour les cumuls de 4 mois de précipitations (*CP3*). Ceci est une conséquence du fait que les déficits d'eau ont un effet cumulatif sur la végétation, en particulier dans les régions arides.

Le *VAI* est en second lieu comparé à deux autres indices bien connus dans la littérature scientifique *VCI* (Kogan, 1995) et *DEV. NDVI*. Les comparaisons avec l'indice *DEV. NDVI* ont mis en évidence les limites de ce dernier dans l'estimation de l'intensité de la sécheresse. Le *VAI* permet de calculer une valeur normalisée, ce qui est indépendant de la période de temps sélectionnée ou de type de végétation. Ainsi, le *VAI* pourrait fournir une description plus détaillée de la dynamique du couvert végétal, sans avoir besoin d'autres formes complémentaires ou auxiliaires de données. Les comparaisons faites avec le *VCI* révèlent

certaines limites de cet indice, particulièrement dans sa formulation basée sur les valeurs minimales et maximales de *NDVI*. En effet, la différence entre les valeurs statistiques moyennes, et la valeur moyenne calculée à partir des valeurs minimum et maximum de *NDVI* seulement peut varier d'une région à une autre et d'un type de couvert végétal à un autre. Sur la base des différences observées entre ces deux indices, le *VAI* se révèle avoir une meilleure performance en termes de mesure de l'intensité de sécheresse.

Malgré son fort potentiel, le *VAI* présente certaines limites, du fait de sa sensibilité potentielle à d'autres effets autres que la sécheresse comme par exemple l'évolution des vocations des terres agricoles et l'hétérogénéité des occupations du sol de la zone d'étude.

Pour l'analyse du stock d'eau dans le sol, la disponibilité d'une longue série temporelle des diffusiomètres ERS et ASCAT/METOP nous a permis de suivre la variabilité de l'humidité du sol à l'échelle spatiale et temporelle. Avant de procéder à cette analyse, nous avons pu valider ces produits d'humidité sur notre site par différentes approches. La validation des humidités en surface et en zone racinaire avec les mesures terrain révèle un bon degré de cohérence. Ces cartes d'humidités ont été également confrontées à des produits d'humidité ASAR/ENVISAT. Une bonne cohérence est aussi trouvée entre les estimations ASCAT et ASAR, avec une erreur *RMSE* égale à $0.032 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Les résultats de notre validation du produit ASCAT sur notre site en Tunisie centrale sont encourageants.

Une analyse d'anomalie est effectuée sur les données des diffusiomètres spatiaux pour fournir une représentation quantitative de l'intensité de la sécheresse, en se basant sur l'humidité en profil du sol *SWI*. Ceci nous a permis de proposer l'indice *MAI* « Moisture Anomaly index ». Si le *MAI* est positif, ceci correspond à une absence de sécheresse par contre s'il est négatif, cela correspond à une période de déficit en eau (manque de précipitation). Cet indice est comparé et est également validé en utilisant l'indice des précipitations *SPI* (McKee, 1993). Un degré élevé de corrélation est observé entre les deux indices. Cependant, certaines différences sont notées dans quelques cas ce qui pourrait être lié à la fréquence des estimations d'humidité du sol, à la méthodologie utilisée pour les estimations de l'humidité du profil du sol, aux caractéristiques du climat semi-aride (précipitations limitées, niveau élevé d'évaporation) et aux échelles spatio-temporelle à laquelle la précipitation et l'humidité sont estimées. L'indice des anomalies d'humidité pourrait être un outil utile, complémentaire aux indices de précipitations, pour analyser des situations de sécheresse. Ceci est particulièrement le cas dans les régions dépourvues de réseau de pluviomètres mais aussi dans les régions arides et semi-arides où l'existence d'un nombre limité d'évènement pluvieux souvent extrêmes pourrait être non cohérent avec la réalité du stock d'eau dans le sol. La cohérence entre les deux indices

serait certainement améliorée si les estimations d'humidité du sol étaient disponibles sur une base journalière.

Ces deux séries temporelles optiques et micro-ondes nous ont permis de faire un suivi sur deux paramètres des états de surfaces : la dynamique de végétation et l'humidité du sol, qui sont indispensables pour modéliser le processus d'évapotranspiration.

L'approche proposée dans ce contexte est de cartographier l' ET par un modèle simple et surtout peu gourmand en termes de paramètres d'entrées qui pourrait donner une estimation spatialisée de l' ET en milieu semi-aride. Le choix a porté sur le modèle FAO-56, l'approche à double coefficient, considéré comme un modèle simple et opérationnel. Au niveau de l'application de la télédétection spatiale, l'utilisation combinée de données climatiques et de données satellite optique et radar à basse résolution (SPOT-VEGETATION et ERS/ASCAT) a fait l'objet de la spatialisation du modèle FAO-56 à coefficient cultural double. Trois paramètres sont nécessaires pour la spatialisation : l'évapotranspiration de référence ET_0 calculée en se basant sur l'équation du modèle FAO-Penman-Monteith ; le coefficient cultural de base K_{cb} estimé à partir de la série temporelle SPOT-VEGETATION via l'indice de végétation $NDVI$ pour les cultures annuelles et le coefficient d'évaporation du sol K_e calculé par le modèle de Merlin (Merlin et *al.*, 2011) qui se base sur une formulation intégrant l'humidité au sol déduite par les diffusiomètres ERS et ASCAT.

Ce modèle fonctionne au pas de temps journalier, et simule l'évapotranspiration sur toute la plaine à une résolution de 1km. Les sorties de ce modèle ont été validées par les sorties d'un modèle SVAT de météo France : ISBA-A-gs. La validation a été faite à deux étapes.

Nous avons validé en premier lieu les humidités du sol en surface et en zone racinaire avec les estimations d'humidité du sol dérivées de la série ERS au cours de la période allant de 1991 à 2007. Les résultats des validations ont révélé des $RMSE$ de l'ordre de $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pour l'humidité de surface et $0.04 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pour l'humidité en zone racinaire.

Dans une deuxième étape, nous avons comparé les sorties d'évapotranspiration simulées par ISBA-A-gs et par FAO-56. Les résultats sont relativement cohérents avec un $RMSE$ global de l'ordre de 0.36 mm/jour , sachant que l'évapotranspiration moyenne est estimée à 2 mm/jour .

Plusieurs axes de recherche et de développement se dégagent de ces travaux de thèse. Ces axes portent, d'une part, sur l'utilisation des indices de sécheresse issus de données satellites de façon opérationnelle, et d'autre part sur, la proposition d'une cartographie régionale de l'évapotranspiration. En dépit des questions scientifiques auxquelles cette thèse a répondu, il reste certainement des travaux à approfondir.

Les principales perspectives qui font suite aux travaux menés dans cette thèse sont :

- La perspective première de ce travail est d'établir des cartes de *VAI* à l'échelle Nationale. Il est déjà convenu dans le cadre d'un nouveau projet lancé **PAPS-EAU (Programme d'Appui aux Politiques Sectorielles relatives au domaine de l'Eau)** de développer un outil opérationnel permettant un suivi mensuel, avec un glissement décadaire de l'évolution de l'état réel du stress de la végétation à l'échelle nationale, avec une résolution de 1km.
- Dans le cadre de ce même projet, une proposition d'une spatialisation de l'indice *MAI* à l'échelle du pays à une résolution de 25 km est lancée en vue de l'obtention d'une information mensuelle sur le stock d'eau dans le sol qui pourrait être certainement complémentaire aux indices de pluviométrie qui ne reflètent pas toujours les réserves en eau dans le sol, à cause de la faible fréquence des événements pluvieux et aussi la présence d'événements torrentiels.
- Cette approche simple d'estimation de l'*ET* à l'échelle régionale développée durant cette thèse montre des résultats cohérents notamment en notre d'étude, il serait intéressant de la tester sur d'autres zones dont les conditions climatiques sont similaires afin d'évaluer l'approche.
- D'autres capteurs pourront être utilisés également pour développer les indices de sécheresses issues des produits d'humidités. SMOS, lancé en Novembre 2009, a été conçue pour observer l'humidité du sol au dessus des masses continentales de la Terre et la salinité des océans. Les données issues de ce capteur qui répondent aux besoins de la modélisation météorologique et climatique devraient permettre le développement de ces indices de manière opérationnelle.
- L'utilité de la basse résolution ou des satellites grands-champ réside dans l'étude des vastes étendues avec une haute répétitivité temporelle, néanmoins, leurs résolutions restent bien supérieures à la taille de la parcelle agricole. Si l'on cherche à faire des études fines en termes du bilan hydrique et estimation précise des besoins en eau, il serait utile d'utiliser des données haute résolution spatiale. L'arrivée de la constellation SENTINEL (Sentinel 1 et 2) devrait permettre grâce à des produits végétation et humidité haute résolution de répondre plus à ce besoin.

Références

- Kogan, F.N. (1995). Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection. *Advances in Space Researc*.vol.15, pp: 91-100.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., (1993). The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales, Paper Presented at 8th Conference on Applied Climatology. *American Meteorological Society*, Anaheim, CA.
- Merlin, O., Al Bitar, A., Rivalland, V., Beziat, P., Ceschia, E., Dedieu, G., (2011). An analytical model of evaporation efficiency for unsaturated soil surfaces with an arbitrary thickness. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol.50 (2), pp : 457–471.

ANNEXE 1: Les stations pluviométriques sur la zone d'étude

Nom de la station	Coordonnées	
	Latitude	Longitude
Ain Beidha	35,52110	9,70722
Ain Jloula	35,80194	9,81611
Ain Grab	35,58020	9,72416
Djouamia	35,93555	9,69167
El Ala CTV	35,61550	9,55805
El Alem Office	35,56110	9,54690
Barrage El Morra	35,68330	9,39800
Brahmia Ecole	35,59550	9,42638
Chérichira Ecole	35,63720	9,83690
Daar Jamia	36,01910	10,19910
Djbel Trozza	35,53194	9,36250
Neggaz Ecole	35,61417	9,48194
Hajeb Ayoun	35,39722	9,54610
Haffouz SM	35,61630	9,40140
Haffouz RE	35,63520	9,67660
Hamrouni Ecole	35,42550	9,45610
Barrage El Houareb	35,56880	9,75
Esserja	35,68750	9,68470
Bge Hoshas	35,93550	9,69160
Djouamia	35,93550	9,69166
Kairouan HER	35,38500	95,46900
Kairouan SM	35,38330	9,54440
Chébika	35,61690	9,58500
MORRA BRGE	35,68167	9,39722
Barrage Nebhana	36,05660	9,86800
Ouled Amor	35,66800	9,53330
Ousseltia Fôret	35,84722	9,58972
Ousseltia INRAT	35,83527	9,60250
Pont Romain	35,98472	10,04360
Sbikha délégation	35,91916	10,02138
Sbikha CTV	35,91888	10,02
Skhira Kef Labied	35,73972	9,38361
Sidi Néji	36,05660	9,38360
Barrage de Sidi Saad	35,35330	9,69444
Sidi Saad Gare	35,39330	9,69630
Zbara	35,54305	9,73166
Zebbes Téléphérique	35,63666	9,60805
Menzel Mhiri	35,42750	9,85380
Nasrallah	35,35270	9,82970

ANNEXE 2 : Les principaux capteurs utilisés dans cette étude

En termes de caractérisations des états de surface à savoir la dynamique de la végétation et la caractérisation de la surface de sol, nous avons combinés plusieurs données satellites multi-capteurs optiques et micro-ondes. Nous donnerons un aperçu sur les caractéristiques des différents capteurs utilisés dans cette étude.

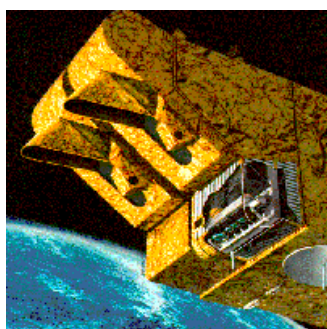
2-1 Les capteurs optiques

2-1-1 SPOT-VEGETATION

L'instrument VEGETATION est un capteur à large champ embarqué sur les missions d'observations SPOT (depuis SPOT 4) lancées en 1998 (Tableau 1). Ce capteur a des fauchées de plus de 2200 km et des champs de vue de l'ordre de 110° (angle zénithal de visée θ_r compris entre -55° et $+55^\circ$). Un pixel d'une scène est ainsi observé selon plusieurs configurations géométriques, ces configurations étant rythmées par le cycle orbital du satellite (26 jours pour SPOT) et le cycle annuel associé à l'évolution de la position du soleil.

Le capteur VEGETATION utilise un système à barrettes dont l'optique compense en partie la perte de résolution spatiale en visée latérale. Cette différence, ajoutée à la capacité de navigation des plateformes SPOT explique l'excellente qualité géométrique des images VEGETATION.

Tableau 1: Caractéristiques du capteur SPOT VEGETATION
(<http://vegetation.cnes.fr>).



Lancement	1998
Altitude	830 km
Orbite	polaire héliosynchrone
Heure de passage à l'équateur	10:30 am (descendant)
Champ de vue	~2250 km Angle d'observation (off-nadir) de l'ordre de 50.5°
Résolution spatiale au nadir	1.15Km
Période de revisite	1 jour

Le capteur VEGETATION opère dans quatre bandes du spectre électromagnétique: bleu, rouge, proche infrarouge et moyen infrarouge; on présente dans le Tableau 2 les quatre bandes dans les domaines visible et proche infrarouge.

Tableau 2: Bandes spectrales du capteur SPOT VEGETATION
(<http://vegetation.cnes.fr/>).

Bande	Bandes spectrales	Longueur d'ondes	Résolution spatiale (m)
1	Bleu	0.43-0.47 μm	1000
2	Rouge	0.61-0.68 μm	1000
3	Proche Infrarouge	0.78-0.89 μm	1000
4	Moyen Infrarouge	1.58-1.75 μm	1000

Il existe essentiellement deux types de produits disponibles (Maisongrande et al. 2004).

- Les produits « physique » (P), correspondent à des segments de prise de vue « instantanée », c'est-à-dire sur quelques secondes à quelques minutes d'acquisition continue. Ils sont étalonnés et transformés en réflectances mais non corrigés des effets atmosphériques;
- Les produits de synthèse (S) sont élaborés après assemblage de plusieurs segments de prise de vue sur une même zone géographique. Ils existent au pas de temps journalier (recoupement des fauchées) et au pas de temps de 10 jours. Les périodes sont définies à partir du calendrier légal : du 1er au 10, du 11 au 20 et du 21 à la fin de chaque mois. Ces données sont corrigées des effets atmosphériques au moyen du modèle SMAC « Simplified Method for Atmospheric Correction » (Rahman et Dedieu, 1994 ; Berthelot et Dedieu, 1997) alimenté par des différents données. Les entrées de données pour la correction atmosphérique de SPOT-Vegetation sont l'épaisseur optique des aérosols (AOD), la vapeur d'eau atmosphérique, l'ozone et un modèle numérique d'élévation pour l'estimation de la pression atmosphérique (Maisongrande et al., 2004). La vapeur d'eau (mesurée toutes les 6h) est obtenue à partir de Météo-France avec un $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ de résolution. L'AOD est extraite de la bande B0 (0.43-0.47 μm), en combinaison avec le NDVI (Maisongrande et al., 2004).

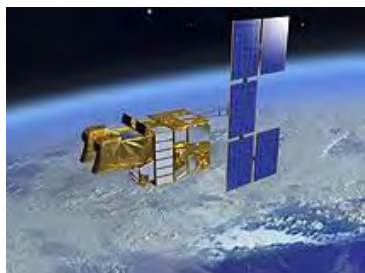
Tous les produits VEGETATION sont géoréférencés et présentés dans une projection plate-carrée, avec des pixels à une résolution de $1/112^\circ$. Ils sont accessibles par grandes régions du globe via le portail <http://www.vgt.vito.be/>. Ils sont distribués avec des données auxiliaires qui fournissent les conditions de prise de vue de chaque pixel (date et heure, angles de prise de vue et solaire).

2-1-2 SPOT-HRG

Le satellite SPOT 5 est équipé de deux capteurs HRG (Haute Résolution Géométrique) offrant une résolution spatiale de 5 m (ou 2,5 m) en mode panchromatique, de 10 m en mode multispectral (trois canaux, dans les domaines du vert, du rouge et de l'infrarouge proche) et de 20 m dans le moyen infrarouge. SPOT 5 dispose d'un instrument "végétation" dont nous

venons de donner les caractéristiques précédemment et surtout d'un instrument HRS (Haute Résolution Stéréoscopique) offrant une résolution de 5 m en mode panchromatique, avec une fauchée de 120 km et visées simultanées à 20° vers l'arrière et vers l'avant du satellite, ce qui en fait un outil remarquable pour l'imagerie stéréoscopique.

Tableau 3 : Caractéristiques du capteur SPOT 5



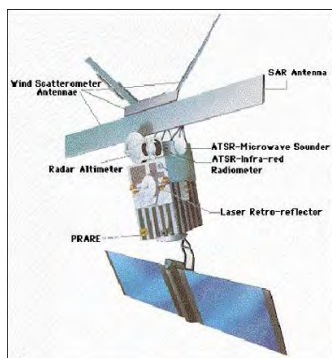
Lancement	2002
Altitude	822 km
Orbite	polaire héliosynchrone
Inclinaison	98,7 degrés
Durée d'un cycle	26 jours
Champ de prise de vue	60 x 60 à 80 km
Période de révolution	101 minutes

2-2 Les capteurs micro-ondes

2-2-1 Les diffusiomètres ERS 1 et ERS 2

Les satellites ERS 1 et ERS 2 de l'ESA (European Space Agency) ont été lancés respectivement en 1991 et 1995. Ils sont équipés d'un système micro-ondes actif.

Les satellites ERS de l'Agence Spatiale Européenne avaient pour mission d'observer la Terre, en particulier les océans et l'atmosphère grâce à des techniques Radar. ERS 1 a terminé ses opérations en 2000 et ERS 2 en 2011. Les satellites ERS 1 et ERS 2 portent un instrument actif à hyperfréquence AMI (Active Microwave Instrument), qui combine les fonctions d'un radar à ouverture synthétique (SAR) et un diffusiomètre. Les diffusiomètres ERS, avec des résolutions spatiales de 50 km effectue des mesures sur une large gamme d'incidence (de 18° à 59°) environ tous les 5 jours aux latitudes du Ferlo. Ils fonctionnaient à une fréquence de 5,3 GHz (bande C). Au cours de son déplacement, le diffusiomètre ERS balaye une bande de 500 km avec ses trois (3) antennes de mesure : l'antenne du milieu (midbeam) à visée latérale et les antennes avant (forebeam) et arrière (afterbeam) à ouverture oblique. ERS 2, conçu à l'origine pour durer 3 ans, a continué pendant 16 ans à fournir sa moisson de données (Tableau I.5). ERS 2 transportait à son bord les mêmes capteurs que ERS 1, dont le plus connu, le SAR (Synthetic Aperture Radar), a été le premier capteur radar commercial.

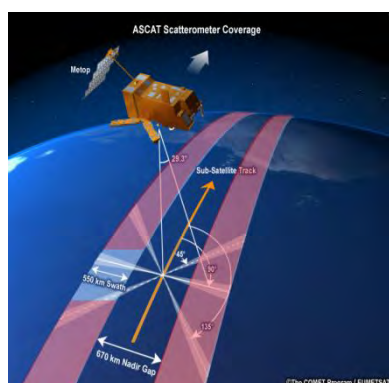
Tableau 4 : Caractéristiques des diffusiomètres ERS 1 et ERS 2 (<http://esa.int>).

Lancement	ERS 1 : 1991 ; ERS 2 : 1995
Altitude	785 km
Orbite	polaire héliosynchrone
Polarisation	Linéaire verticale VV
Heure de passage à l'équateur	9:30 am
Champ de vue	~500 km Angle d'incidence allant de 18° à 59°
Résolution spatiale	50 Km
Période de revisite	2 à 3 jours

2-2-2 Le diffusiomètre ASCAT/METOP

Parallèlement aux systèmes de satellites géostationnaires, Eumetsat a développé un système de surveillance météorologique basé sur des satellites à orbites polaires. Le « Eumetsat Polar System » (EPS) constitue la contribution européenne au système mis en place conjointement par l'Europe et les Etats-Unis, via la NOAA, le « Initial Joint Polar-Orbiting Operational Satellite System » (IJOSS). Le programme EPS consiste en une série de 3 satellites METOP successifs, qui devraient assurer la fourniture de données jusqu'en 2020. Par rapport aux satellites géostationnaires, les instruments sur les satellites polaires livrent des données plus détaillées (résolution spatiale supérieure) mais ils ont une résolution temporelle nettement inférieure. Le premier satellite, METOP-A a été lancé en 2006, avec à son bord plus d'une dizaine d'instruments destinés à effectuer des sondages de l'atmosphère (pression, humidité, température, concentration en ozone...) à différentes altitudes et selon différents profils et à cartographier la vitesse des vents au-dessus des océans. METOP-A a été conçu pour récolter des données en conjonction avec le système de satellites NOAA, les satellites opérant sur des orbites complémentaires.

L'instrument ASCAT (Advanced SCATterometer) est à bord du satellite METOP qui est opérationnel depuis 2006 (Tableau 1.6). Son plus grand avantage reste sa répétitivité temporelle élevée avec en moyenne 2 mesures par jour. À l'instar du diffusiomètre ERS, le système géométrique d'ASCAT est basé sur l'usage de trois paires d'antennes. Celles-ci balaient des fauchées de 550 km de large. Les données ASCAT sont prises à des incidences comprises entre 25° et 65 ° (34 à 65° pour les antennes forebeam et afterbeam et 25° à 55° pour l'antenne midbeam). Le capteur ASCAT délivre des mesures le long de deux fauchées de 500 km de large, de part et d'autre de sa trace. Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé des données à 25 km de résolution spatiale.

Tableau I.5 : Caractéristiques du capteur METOP (<http://www.eumetsat.int>)

Lancement	2006
Altitude	840 km
Orbite	polaire héliosynchrone
Fréquence	5.22 GHz
Champ de vue	~500 km Angle d'incidence allant de 25° à 65°
Résolution spatiale	25 Km
Période de revisite	2 mesures / jour

2-2-3 Le radar ENVISAT/ ASAR

- Principe de fonctionnement

Un radar à synthèse d'ouverture (RSO) est un radar imageur qui effectue un traitement des données reçues afin d'améliorer la résolution en azimuth. Le traitement effectué permet d'affiner l'ouverture de l'antenne. On parle donc de synthèse d'ouverture. D'où le nom de ce type de système. L'abréviation anglo-saxonne SAR (Synthetic Aperture Radar) est fréquemment utilisée pour désigner ce type de radar. La résolution en distance est proportionnelle à l'impulsion émise. Et en azimuth, la résolution est dépendante de l'ouverture de l'antenne et de la distance d'observation (Maitre, 2001).

L'antenne du radar est fixée sur une face latérale d'un porteur (avion ou satellite). Elle a une ouverture azimutale assez grande (plusieurs degrés) dans la direction du mouvement et latéralement, elle peut aller de l'horizon à la verticale ce qui donne une résolution assez faible. Afin d'améliorer la résolution azimutale, on doit augmenter la longueur de l'antenne. Puisque ça ne peut pas se faire concrètement, il faut le réaliser virtuellement. Comme le radar se déplace, le même point est cependant illuminé plusieurs fois, on obtient une série de données pour chaque point sous le radar. En combinant la variation d'amplitude et de phase de ces retours, le traitement de synthèse d'ouverture permet d'obtenir des images des zones observées comme si on utilisait une large antenne à très grande résolution

- ENVISAT/ ASAR

Le 1er mars 2002, l'ESA lança ENVISAT, satellite évolué d'observation de la Terre placé en orbite polaire, appelé à fournir des mesures de l'atmosphère, de l'océan, de la Terre et de la glace. Les données produites par ENVISAT sont exploitées dans le cadre de la recherche scientifique sur la Terre et de la surveillance des changements environnementaux et climatiques. En outre, ces données facilitent le développement d'applications opérationnelles et commerciales.

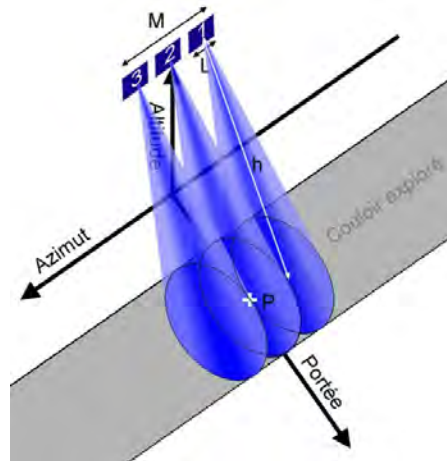


Figure 1 : principe de la synthèse d'ouverture

ENVISAT est placé sur une orbite héliosynchrone à une altitude de 800 km. Son passage à l'équateur s'effectue à 10h00, heure locale, 30 minutes avant le passage de ERS 2.

Sur le satellite ENVISAT est embarqué le capteur ASAR. ASAR est un radar à ouverture synthétique (SAR). Il fonctionne dans la bande C ($\lambda=5.6$ cm) et il assure ainsi la continuité des données après ERS 2. Par rapport à ERS 2, Il comporte un grand nombre d'améliorations en matière de couverture, d'angle d'incidence, de polarisation et de modes de fonctionnement. Ces améliorations permettent de piloter le niveau des hyperfréquences et de sélectionner différentes fauchées, de largeur variant de 100 ou 400 km.

Cinq modes différents sont programmables et fournissent chacun des images de taille, de résolution (radiométrique et spatiale), de polarisation et de fréquence temporelle différentes. Ils sont exclusifs et ne fonctionnent donc pas en même temps. Ils peuvent être regroupés selon deux principes de fonctionnement différents :

- Stripmap (modes : Image, Wave)
- ScanSAR (modes : Wide swath, Global Monitoring, Alternating Polarisation)

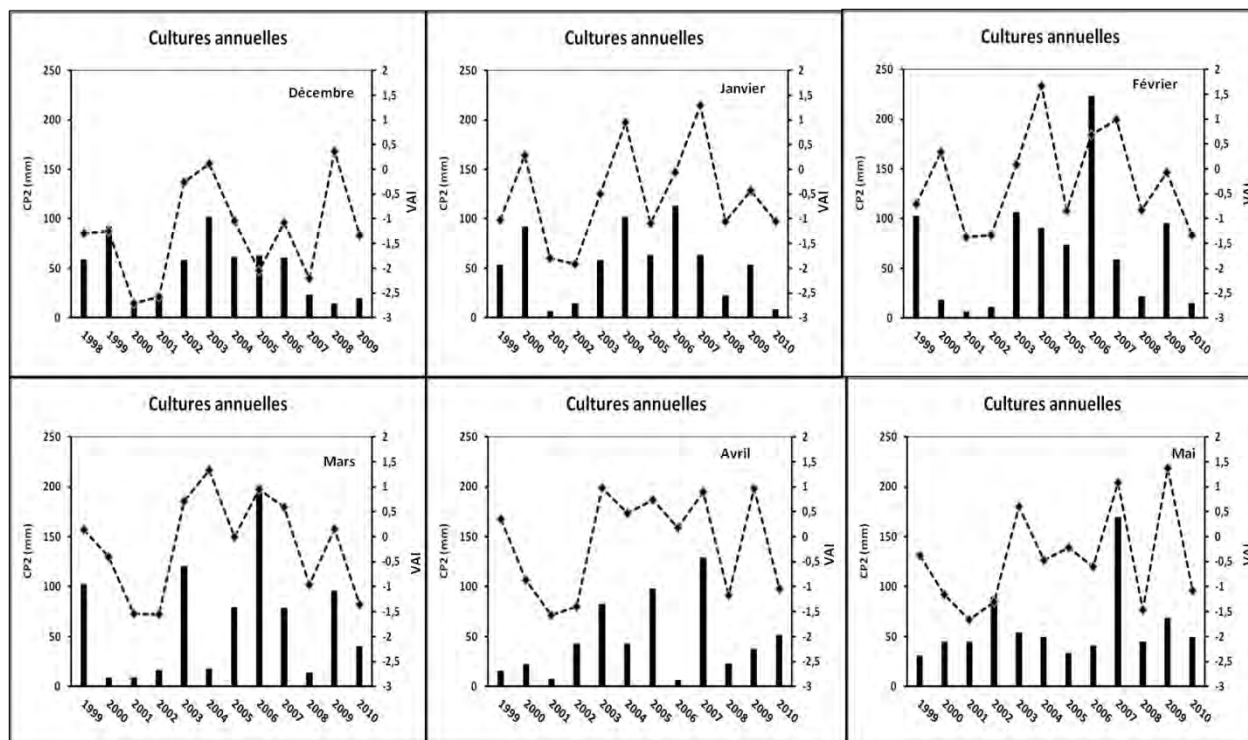
Références:

- Berthelot, B., and Dedieu, G. (1997). Correction of atmospheric effects for VEGETATION data. In :G.a.P. Guyot, T. (Editor), *Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, Courchevel, France, pp: 19-25.
- Maisongrande, P., Duchemin, B., and Dedieu, G. (2004). VEGETATION/SPOT: an operational mission for the Earth monitoring; presentation of new standard products. *International Journal of Remote Sensing*, vol.25, pp : 9-14.
- Maître, H., F. Adragna, D. Ducrot, R. Garelo, J.-M. Le Caillec, S. Le Hégarat-Masclé, A. Lopès, J.-M. Nicolas, F. Tupin et E. Trouvé (2001). *Traitement des images de RSO*. Paris: Hermès Sciences Publications. 351 pp.
- Rahman, H., and Dedieu, G. (1994). SMAC: A Simplified Method for the Atmospheric Correction of Satellite Measurements in the Solar Spectrum. *International Journal of Remote Sensing*, vol.15, pp: 123-143.

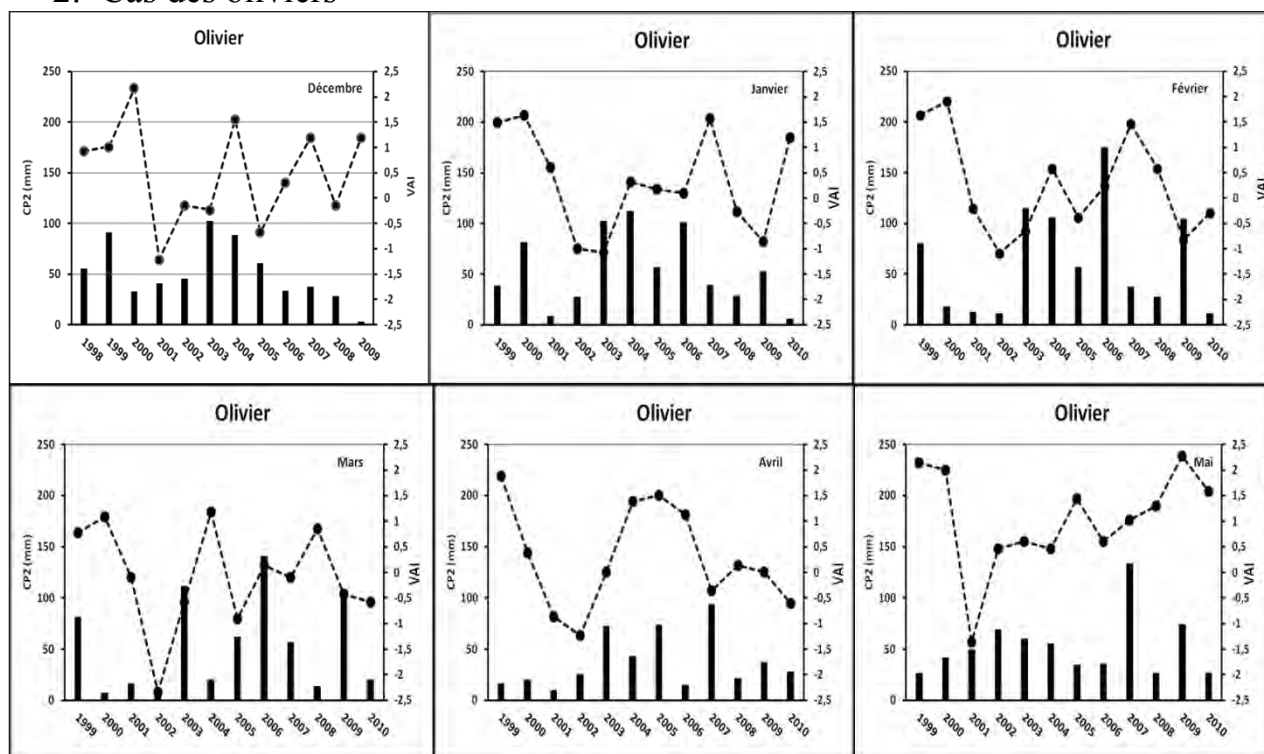
ANNEXE 3 : Application du **VAI** avec le CP2

Nous présentons dans cette annexe les résultats de comparaisons entre le *VAI* et le CP2 (cumuls de précipitations de 3 mois) pour les trois types de couvertures végétales.

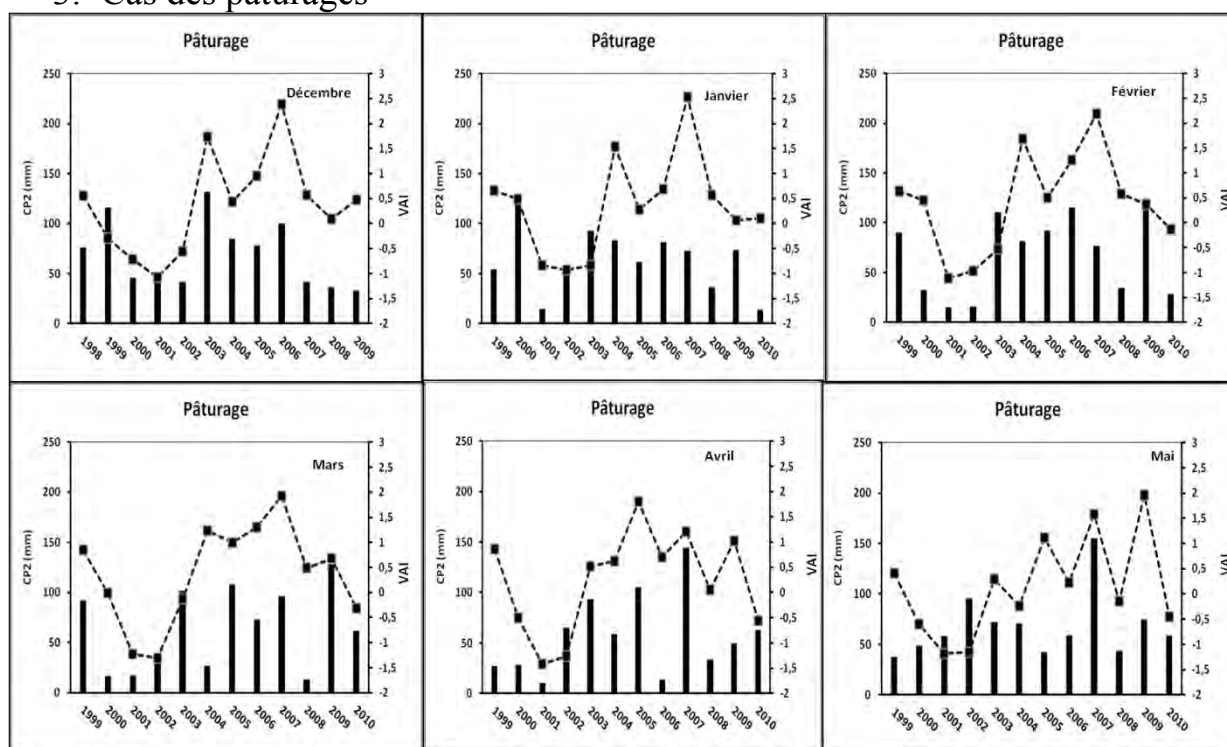
1. Cas des cultures annuelles



2. Cas des oliviers



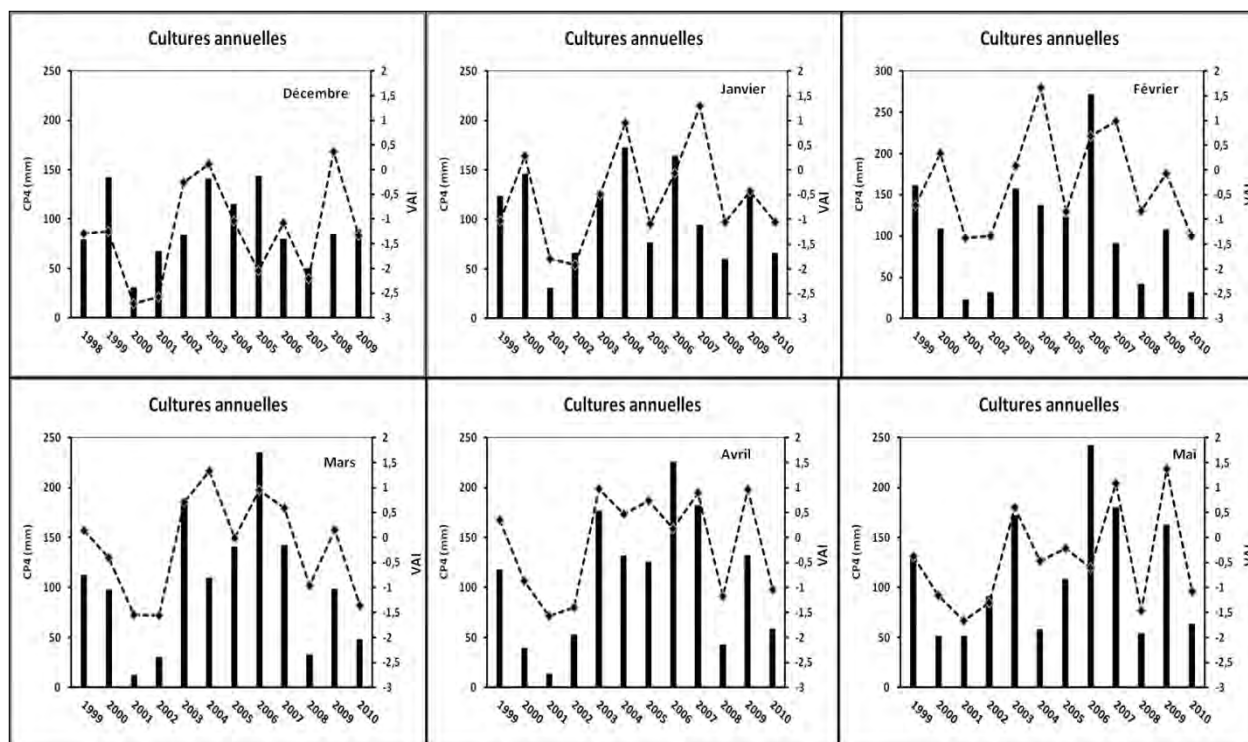
3. Cas des pâturages



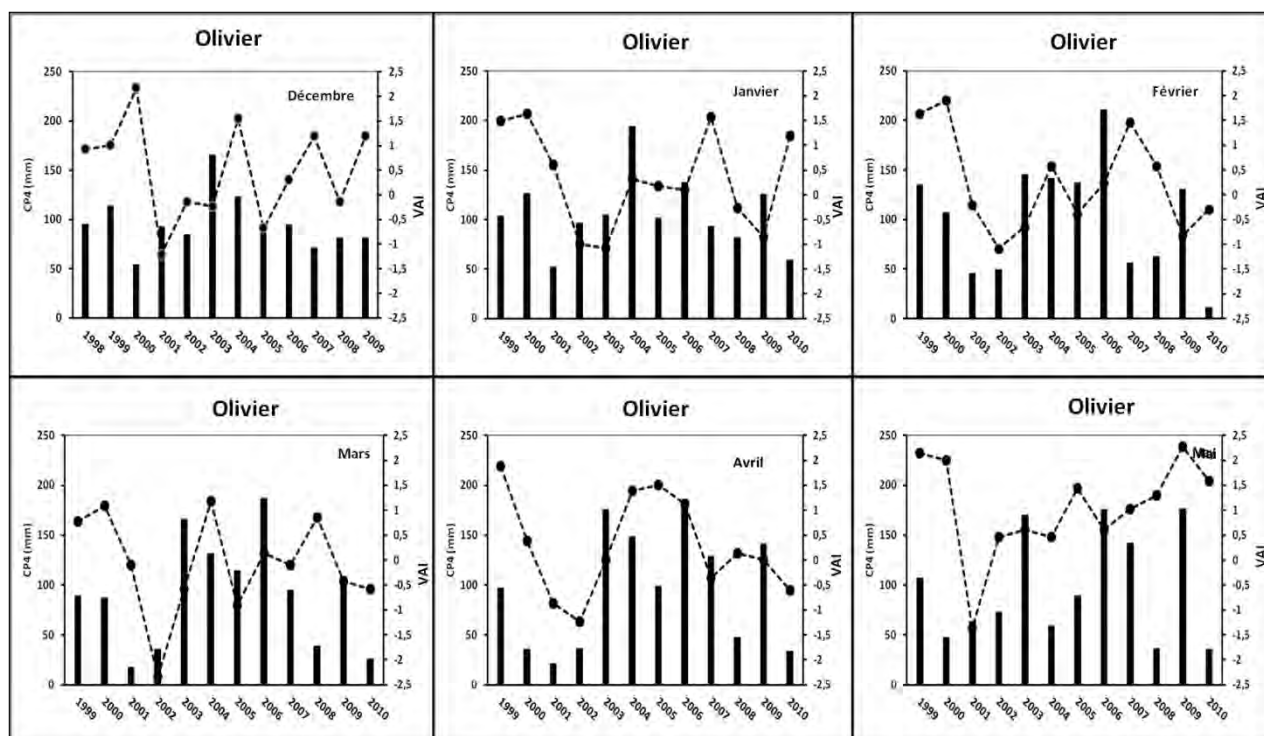
ANNEXE 4 : Application du VAI avec le CP4

Nous présentons dans cette annexe les résultats de comparaisons entre le *VAI* et le CP4 (cumuls de précipitations de 5 mois) pour les trois types de couvertures végétales.

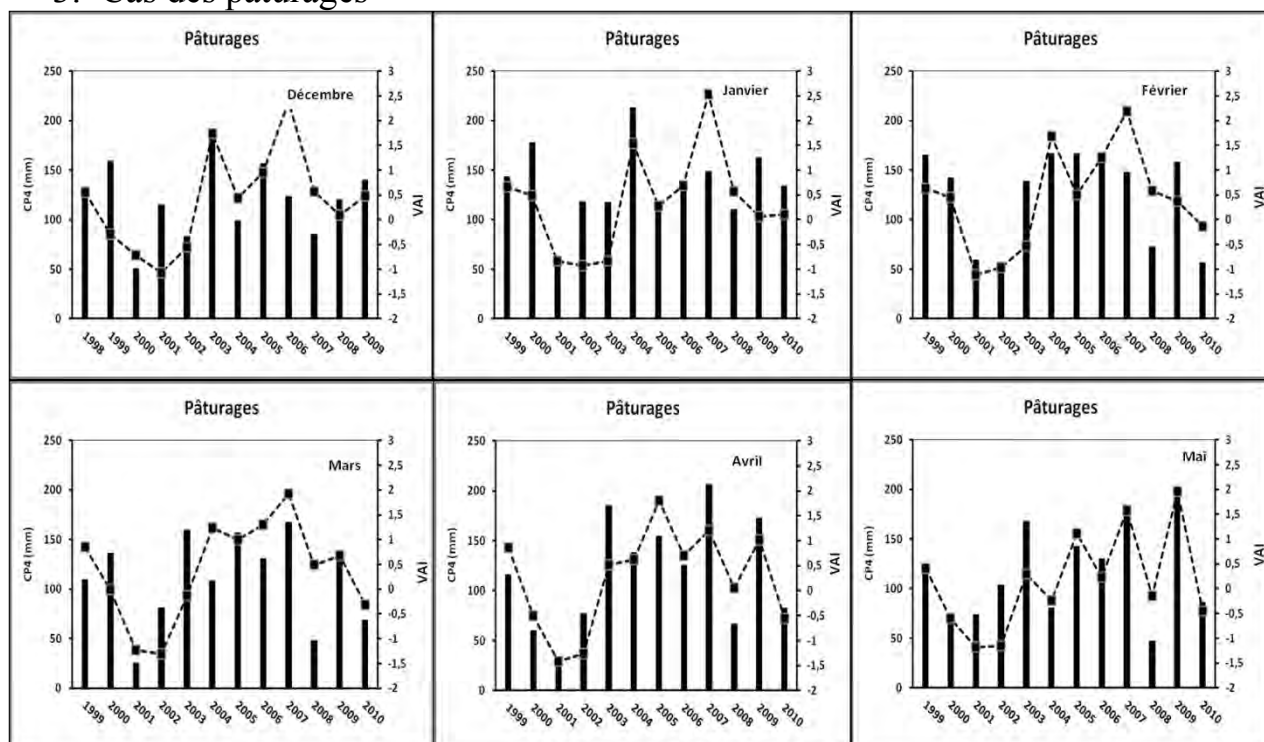
1. Cas des cultures annuelles



2. Cas des oliviers



3. Cas des pâturages



Liste des publications

1. **R. Amri**, M. Zribi, Z. Lili-Chabaane, W. Wagner, S. Hauesne (2012) Analysis of ASCAT-C band scatterometer estimations derived over a semi-arid region, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50, 7, Part I, 2630-2638. July 2012
2. **R. Amri**, M. Zribi, Z. Lili-Chabaane, B. Duchemin, C. Gruhier and A. Chehbouni (2011). Analysis of Vegetation Behavior in a North African Semi-Arid Region, Using SPOT-VEGETATION NDVI Data. *Remote Sensing*, ISSN 2072-4292.
3. Zribi, M ; Kotti, F ; Lili-Chabaane, Z ; Baghdadi, N ; Ben Issa, N ; **Amri, R.**, Duchemin, B.; Chehbouni, A. Soil Texture Estimation Over a Semiarid Area Using TerraSAR-X Radar Data: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing letters*, 2012 Volume: 9 Issue: 3 Pages: 353-357
4. Zribi M., Chahbi A., Shabou M., Lili-Chabaane Z., Duchemin B., Baghdadi N., **Amri, R.**, Chehbouni A. (2011). Soil surface moisture estimation over a semi-arid region using ENVISAT ASAR radar data for soil evaporation evaluation. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 15, 345-358.

Liste des communications dans des colloques à comité scientifique

1. **R. Amri**, M. Zribi, Z. Lili-Chabaane, Wolfgang. Wagner, Stephan. Hasenauer, Benoit. Duchemin (2012). Multi-satellites data for analysis of drought events in a North Africa semi-arid region. 9th African Association of Remote Sensing of the Environment CONFERENCE, 29 octobre- 02 Novembre, El Jadida, Marocco.
2. **R. Amri**, M. Zribi, Z. Lili Chabaane, W. Wagner, S. Hasenauer, B. Duchemin (2012). Analysis of drought events in a North Africa semi-arid region, Using SPOT-VEGETATION and C band scatterometer satellite Data. Geophysical Research Abstracts. Vol. 14, EGU2012-9366-1, 2012 - EGU European General Assembly 2012. Vienna, Austria, 22 – 27 April 2012.
3. **R. Amri**, M. Zribi, Z. Lili-Chabaane, B. Duchemin, C. Gruhier, A. Chehbouni (2012). Analysis of vegetation behaviour in a semi-arid Mediterranean region, using SPOT-VEGETATION time series data. European Space Agency 2nd TERRABITES Symposium 6-8 February 2012, Frascati, Italy.
4. **Amri, R.**, M. Zribi, Z. Lili Chabaane, B. Duchemin, C. Gruhier (2012). Analyse de l'évapotranspiration sur la plaine de Merguellil à partir de données basses résolutions multi dates. SIG2E « Séminaire sur les Systèmes d'Information Géographique pour l'Etude et l'Environnement ». Djerba 21, 22 et 23 mai 2012.
5. **Amri, R.**, M. Zribi, Z. Lili-Chabaane, B. Duchemin, C. Gruhier, A. Chehbouni (2011). Analysis of vegetation behavior in a North Africa semi-arid region, using SPOT VEGETATION NDVI data. EGU European General Assembly 2011. Vienna, Austria, 03 – 08 April 2011.
6. Shabou. M, Zribi. M, Lili-Chabanne. Z, **Amri. R** (2011). Land use monitoring over semi-arid Merguelli basin, using SPOT/HRV data. 31th EARSel Symposium : 4th Workshop on Land Use and Land Cover 01–03 June 2011, Prague –République Tchèque.
7. I. Oueslati, Z. Lili Chabaane, M. Shabou, **R. Amri**, M. Zribi, D. Glafassi, K. Rathwell, H. Hoff. (2011). Drought adaptation scenarios to improve the water resource management and increase the food security in the Merguellil watershed. EGU European General Assembly 2011. Vienna, Austria, 03 – 08 April 2011.
8. M. Zribi, **R. Amri**, Z. Lili-Chabaane, W. Wagner, S. Hasenauer (2011), Validation of soil moisture products derived from ERS and ASCAT scatterometers over a semi-arid region in North Africa, EUMETSAT/ESA science conference on spaceborne scatterometers, 11-13 April 2011, Darmstadt, Germany.
9. **Amri, R.**, Zribi, M., Lili Chabaane Z., Wagner, W., Hasenauer, S. (2011). Analyse des produits d'humidité satellites ASCAT sur la plaine de Kairouan. Oral Presentation, International Workshop: Water resources in Kairouan plain: natural constraints and social developments, 16-17 November 2011, Tunis - Tunisia.

10. **Amri, R.**, Zribi, M., Lili Chabaane Z., Duchemin, B., Gruhier, C., Chahbouni, A. (2011). Analyse du comportement de la végétation sur la plaine de Kairouan basée sur la série SPOT-VEGETATION. **Oral Presentation**, International Workshop: Water ressources in Kairouan plain: natural constraints and social developments, 16-17 November 2011, Tunis - Tunisia.
11. Chahbi A., Zribi M., Lili Chabaane Z., Duchemin B., Shabou, M., **Amri, R.**, Chehbouni, A. (2011). Estimation de l'état hydrique des sols par le radar ASAR-ENVISAT sur le bassin de Merguellil (Tunisie). **Oral Presentation**, International Workshop: Water ressources in Kairouan plain: natural constraints and social developments, 16-17 November 2011, Tunis - Tunisia.
12. Zohra Lili chabaane , Ines Oueslati , Marouen Shabou, Mehrez Zribi, Rim Amri , Diego Glafassi, Kaitlyn Rathwell, Holger Hoff(2011). Evaluation of the current and future water balance of the Merguellil catchment, based on cropland area, groundwater use and water management, using the WEAP model. **Oral presentation**, Conférence Gestion des ressources en eau souterraine, Ground Water 2011, 14 – 16 mars, Orléans –France.
13. Oueslati, I., Lili Chabaane, Z., Shabou, M., **Amri, R.**, Zribi, M., Chakroun, H., Glafassi, D., Rathwell, K., Hoff, H., Pizzigalli, C. (2011). Water balance evaluation and water management support and planning using the WEAP model: case study in a semi arid zone: the Merguellil watershed (central Tunisia). **Oral Presentation**, first international Sustainable Watershed Management conference (SuWaMa), 19 - 22 September 2011, Istanbul – Turkey.
14. Oueslati, I., Lili Chabaane, Z., Shabou, M., Zribi, M., **Amri, R.**, Glafassi, D., Rathwell K., Hoff, H. (2011). Evaluation of the current and future water balance of the Merguellil catchment and water management support and planning using the WEAP model. **Oral Presentation**, 2nd regional WEAP conference, 3 – 5 May 2011, Amman - Jordan.
15. Shabou, M., Zribi, M., Lili chabaane, Z., **Amri, R.**, Selmi, A. (2011). Evolution de l'occupation du sol sur le site semi-aride de Merguellil (Tunisie centrale), en utilisant des données optiques de hautes résolutions (SPOT/HRV, Landsat). **Oral Presentation**, International Workshop: Water ressources in Kairouan plain: natural constraints and social developments, 16-17 November 2011, Tunis – Tunisia.
16. Lili Chabaane Z., Zribi M., Duchemin B., Shabou, M. , **Amri R.**, Chahbi A., and Paris Anguela T. (2010). Analyses of vegetation cover monitoring through multi-scale satellite observations. ICID 2010. Fortaleza, Brésil.
17. **Amri R.**, Duchemin B., Zribi M., Lili Chabaane Z., Gruhier C., Shabou M. (2010). Analyse de l'évapotranspiration sur la plaine de Merguellil à partir de données basses résolutions. 12ème journées Scientifiques du réseau Télédétection de l'AUF. Tunisie 2010.
18. Shabou M., Zribi M., Lili Chabaane Z., Duchemin B. **Amri R.**, Mougenot B., Simonneaux V., Chehboun A. (2010) Estimation de l'occupation des sols et la dynamique des céréales sur le bassin de Merguellil par télédétection optique. 12^{ème} journées Scientifiques du réseau Télédétection de l'AUF. Tunisie 2010.
19. Chahbi A., Zribi M., Duchemin B., Lili Chabaane Z., Shabou M., **Amri R.**, Chehbouni A. (2010). Suivi et cartographie de l'état des sols par télédétection radar sur le bassin de Merguellil (Tunisie). 12ème journées Scientifiques du réseau Télédétection de l'AUF. Tunisie 2010.
20. Zribi M., Paris Anguela T., Duchemin B., Lili Chabaane Z., Wagner W., **Amri R.**, Chehbouni A. (2010). Vegetation dynamic over the Kairouan region using ERS Scatterometer moisture estimations. 3rd International Symposium. Recent Advances in Quantitative Remote Sensing. 27 September – 1 October Torrent – Spain 2010.
21. Chahbi A., Zribi M., Duchemin B., Lili Chabaane Z., **Amri R.**, Shabou M. (2010). Monitoring of surface soil moisture based on ARSAR/ENVISAT radar data over Merguellil site (Tunisia). 3rd International Symposium. Recent Advances in Quantitative Remote Sensing. 27 September – 1 October Torrent – Spain 2010.
22. Shabou M., Zribi M., Lili Chabaane Z., Duchemin B., **Amri R.**, Mougenot B., Chehbouni A. (2010). Cereals charactrisations over semi-arid Merguellil basin, using SPOT/HRV data. 3rd International Symposium. Recent Advances in Quantitative Remote Sensing. 27 September – 1 October Torrent – Spain 2010.